

В.В. МАСЛЕННИКОВ

КЛИМАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ И МОРСКАЯ ЭКОСИСТЕМА АНТАРКТИКИ

Москва • Издательство ВНИРО • 2003

УДК 551.465.7:574.5(269)

Научные редакторы:

Котенев Б.Н., канд. геогр. наук; *Шуст К.В.*, д-р биол. наук

Рецензенты:

Воронина Н.М., д-р биол. наук; *Зырянов В.Н.*, д-р физ.-матем. наук

Фото:

Борисенко А.П., *Масленникова В.В.*, *Пермитина Ю.Е.*

Масленников В.В.

M11 Климатические колебания и морская экосистема Антарктики.— М.: Изд-во ВНИРО, 2003.— 295 с.

Особенности межгодовой и многолетней изменчивости распределения антарктического криля в разных районах Антарктики, колебаний его пополнения, а также распределения усатых китов (финвалов и блювалов) в районе о-ва Южная Георгия, изменчивости размеров популяций пингвинов Адели и императорских пингвинов анализируются с точки зрения концепции воздействия на них меридиональной направленности переноса масс в атмосфере и океане, в свою очередь связанной с климатическими колебаниями. В качестве показателей выступают летние индексы Южного колебания, Антарктического колебания и Эль-Ниньо. Особо отмечена роль распространения морского льда. Популяции разных видов животных Антарктики демонстрируют хорошо выраженную реакцию на многолетнюю тенденцию климатических изменений в конкретных районах их географического расположения.

Maslennikov V.V.

Climatic variability and marine ecosystem of the Antarctic.— М.: VNIRO Publishing, 2003.— 295 p.

The peculiarities of interannual and long-term variability of the Antarctic krill distribution in different Antarctic regions and variability of its recruitment, changes in baleen whales distribution in the S. Georgia region, variability of population size of Adelie and Emperor penguins are analyzed from the viewpoint of the conception of the influence of the meridional mass transport in atmosphere and ocean, connected to the climatic variability. Summer Southern Oscillation, Antarctic Oscillation and El-Nino indices were used as indicators. The role of the marine ice spreading is noted specially. The populations of different Antarctic animals demonstrate clearly seen response to the long-term tendency of climate changes depending on their geographic locations and on the spatial irregularity of the variability.

ISBN 5—85382—283—7

© Масленников В.В., 2003
© Издательство ВНИРО, 2003
© Maslennikov V.V., 2003
© VNIRO Publishing, 2003

Содержание

Введение	10
Материал и методика исследования	15
Краткий исторический обзор экосистемных исследований в Антарктике ..	19
Основные метеорологические и океанографические особенности	
Антарктики	22
Атмосферная циркуляция	22
Океанографические особенности	26
Водные массы. Антарктический структурный тип	27
Антарктическая поверхностная водная масса	29
Циркумполярная глубинная водная масса	36
Глубинные воды круговорота Уэдделла	38
Глубинные воды круговорота Росса	39
ЦГВ в районе морей Содружества и Космонавтов	45
ЦГВ на материковом шельфе	46
Антарктическая донная водная масса (АДВ)	47
Гидрологические фронты	49
Южная Полярная фронтальная зона (ЮПФЗ)	51
Вторичная фронтальная зона Антарктики (ВФЗА), или Фронт южной границы Антарктического Циркумполярного течения (ЮАЦТФ)	55
Пришельфовый антарктический поверхностный фронт	62
Антарктический Склоновый фронт	63
Горизонтальная циркуляция	66
Крупномасштабная циркуляция	67
Антарктическое Циркумполярное течение	67
Система приматериковых циклонов	70
Система шельфовых циркуляций	71
Локальные особенности горизонтальной циркуляции	72
Район юго-западной части атлантического сектора Антарктики (моря Скоша и Уэдделла, районы Антарктического п-ова и Южных Шетландских о-вов)	72

Район моря Содружества	79
Район круговорота Росса (КР)	81
Дрейфующий лед	83
Межгодовые и долгопериодные колебания гидрометеорологических условий в высоких широтах Южного полушария	86
Пространственная структура колебаний атмосферного давления на уровне моря	93
Пространственная структура колебаний поверхностной температуры воды в Антарктике	102
Соответствие кластеров природным океанологическим образованиям (типам вод)	103
Связь между колебаниями температуры воды в разных кластерах. Дальние связи	104
Антарктическая Циркумполярная волна. Траектория переноса аномалий	111
Связи летних аномалий ТПО с полем летних аномалий атмосферного давления на уровне моря	115
Связи летних аномалий поверхностной температуры воды с полем летних аномалий геопотенциальных высот поверхности 500 ГПа	119
Временная структура климатических колебаний давления на уровне моря в высоких широтах Южного полушария	122
Климатические тренды и сдвиги	122
Периоды (эпохи) положительных и отрицательных аномалий давления	128
Колебания атмосферного давления на уровне моря в высоких широтах Южного полушария и явление Эль-Ниньо	133
Временная структура климатических колебаний поверхностной температуры воды в высоких широтах Южного полушария	136
Режимные сдвиги	137
Теплые и холодные эпохи	144
Климатические колебания в Юго-Восточной Пацифике и Юго-Западной Атлантике	150
Колебания поверхностной температуры воды в высоких широтах Южного полушария, ассоциируемые с Эль-Ниньо – ЮК (ЭНЮК)	155
Климатические колебания и биологическая компонента экосистемы Антарктики	165
Пространственная структура колебаний (выделение природных систем)	165
Общие представления о продуктивности антарктических вод, основных фаунистических группах и их пищевых взаимоотношениях	172

Антарктический криль (<i>Euphausia superba</i> Dana)	179
Особенности биологии	179
Особенности распределения антарктического криля	182
Крупномасштабное распределение	182
Мезомасштабное распределение	184
Региональные особенности распределения массовых скоплений криля	185
Климатические колебания и криль	191
Изменчивость в рамках планктонного сообщества Антарктики ...	196
Пространственные и временные колебания распространения морского льда	204
Район моря Скоша и Южных Шетландских о-вов (район 48) ...	213
Климатические колебания и воспроизводство криля в западной части атлантического сектора Антарктики	219
Роль климатических колебаний в распределении китов и криля в районе о-ва Южная Георгия	225
Роль климатических колебаний в межгодовых и многолетних изменениях размера популяций пингвинов (императорских и Адели) .	234
Заключение	249
Литература	261
Список сокращений в тексте и некоторые терминологические пояснения	280

Content

Introduction	10
Materials and methods	15
Historical review of the ecosystem investigations in the Antarctic	19
Main meteorological and oceanographic properties of the Antarctic	22
Atmospheric circulation	22
Oceanographic features	26
Water masses. The Antarctic type of structure	27
Antarctic surface water	29
Circumpolar deep water (CDW)	36
The Weddell Gyre deep water	38
The Ross Gyre deep water	39
CDW in the Cosmonaut Sea and the Prydz Bay region	45
CDW on the continental shelf	46

Antarctic bottom water (ABW)	47
Hydrological fronts	49
Southern Polar frontal zone (SPFZ)	51
Secondary frontal zone of Antarctic (SFZA), or the Southern Antarctic circumpolar current front (SACCF)	55
Near-shelf Antarctic surface front (NSASF)	62
Antarctic Slope front (ASF)	63
Horizontal circulation	66
Large-scale circulation	67
Antarctic Circumpolar Current (ACC)	67
Near-continental cyclonic system	70
Shelf circulation system	71
Local features of the horizontal circulation	72
Southwestern Atlantic Antarctic (the Scotia and Weddell seas, Antarctic Peninsula and S. Shetland regions)	72
Prydz Bay region	79
Ross Gyre region	81
Sea ice	83
The Interannual and long-term variability of hydrometeorological conditions in the high latitude area of the Southern Hemisphere	86
Spatial structure of variability of sea level pressure	93
Spatial structure of variability of sea surface temperature	102
Correspondance of clusters and nature oceanological formations (water types)	103
Connections between water temperature variability in different clusters. The teleconnections	104
Antarctic Circumpolar Wave. The paths of SST anomalies propagation	111
Connections of the summer water temperature anomalies with the summer sea level pressure anomalies	115
Connections of the summer water temperature anomalies with the anomalies of summer heights at 500 hPa surface	119
Temporary structure of the sea level pressure variability in the high latitude area of the Southern Hemisphere	122
Climatic trends and shifts	122
Periods (epochs) of positive and negative anomalies of sea level pressure	128
Variability of sea level pressure and the El-Nino events	133
Temporary structure of surface water temperature in the high-latitude area of the Southern Hemisphere	136
Regime shifts	137

Warm and cold epochs	144
Climatic variability in the southeastern Pacific and southwestern Atlantic	150
Variability of surface water temperature, associated with the El-Nino – Southern Oscillation (ENSO)	155
Climatic variability and biological component of Antarctic ecosystem	165
Spatial structure of variability (division of natural systems)	165
Productivity of Antarctic waters, main faunistic groups and their food interactions	172
Antarctic krill (<i>Euphausia superba</i> Dana)	179
Biology	179
Antarctic krill distribution	182
Large-scale distribution of krill	182
Meso-scale distribution of krill	184
Regional features of distribution of krill concentration	185
Climatic variability and krill	191
Variability of the Antarctic plankton community	196
Spatial and temporal variability of sea ice propagation	204
The Scotia Sea and S. Shetland regions (region 48)	213
Climatic variability and krill reproduction	219
Role of climatic variability in distributions of krill and whales in the S. Georgia region	225
Role of climatic variability in the interannual and long-term changes in penguin (Emperor and Adelie) population size	234
Conclusions	249
References	261
Abbreviations and some explanations	280

Введение

Началом экосистемных исследований в Антарктике (рис. 1) можно считать 20–30-е годы прошлого столетия, когда Комитетом Дискавери (Великобритания) проводились широкие комплексные работы практически по всему кольцу антарктических вод. Создание Комитета было связано с интенсивной добычей китов в то время. Вторая волна исследований морской экосистемы Антарктики наступила в конце 60-х годов. Она была связана, прежде всего, с развитием Советским Союзом промысла антарктического криля. Многочисленные ежегодные экспедиции судов ВНИРО, АтлантНИРО, АзЧерНИРО и ТИНРО (несколько экспедиций, включающих биологический комплекс работ, были выполнены также на судах Академии Наук и Госкомгидромета) привнесли большое количество новой информации и данных как по биологии видов — живых компонентов экосистемы, так и по среде их обитания. Этот этап исследований продолжается по настоящее время, однако их цели существенно изменились после распада СССР и прекращения им промысла криля. Практически свернуты, к сожалению, и российские научные рыбохозяйственные исследования в Антарктике (некоторым утешением служат экспедиции одного из судов АтлантНИРО в район моря Скоша, совершаемые почти ежегодно). Сейчас эти исследования в большей степени отвечают требованиям сохранения живых ресурсов Антарктики и главными их исполнителями стали Германия, США, Великобритания, Япония, Австралия и Чили. Функции такой научной и природоохранной организации несет Комиссия по сохранению морских живых ресурсов Антарктики (CCAMLR).

Конечной целью экосистемных исследований является оценка потоков энергии, проходящих через сообщества от низших до высших звеньев трофической цепи, выявление связи их колебаний на разных

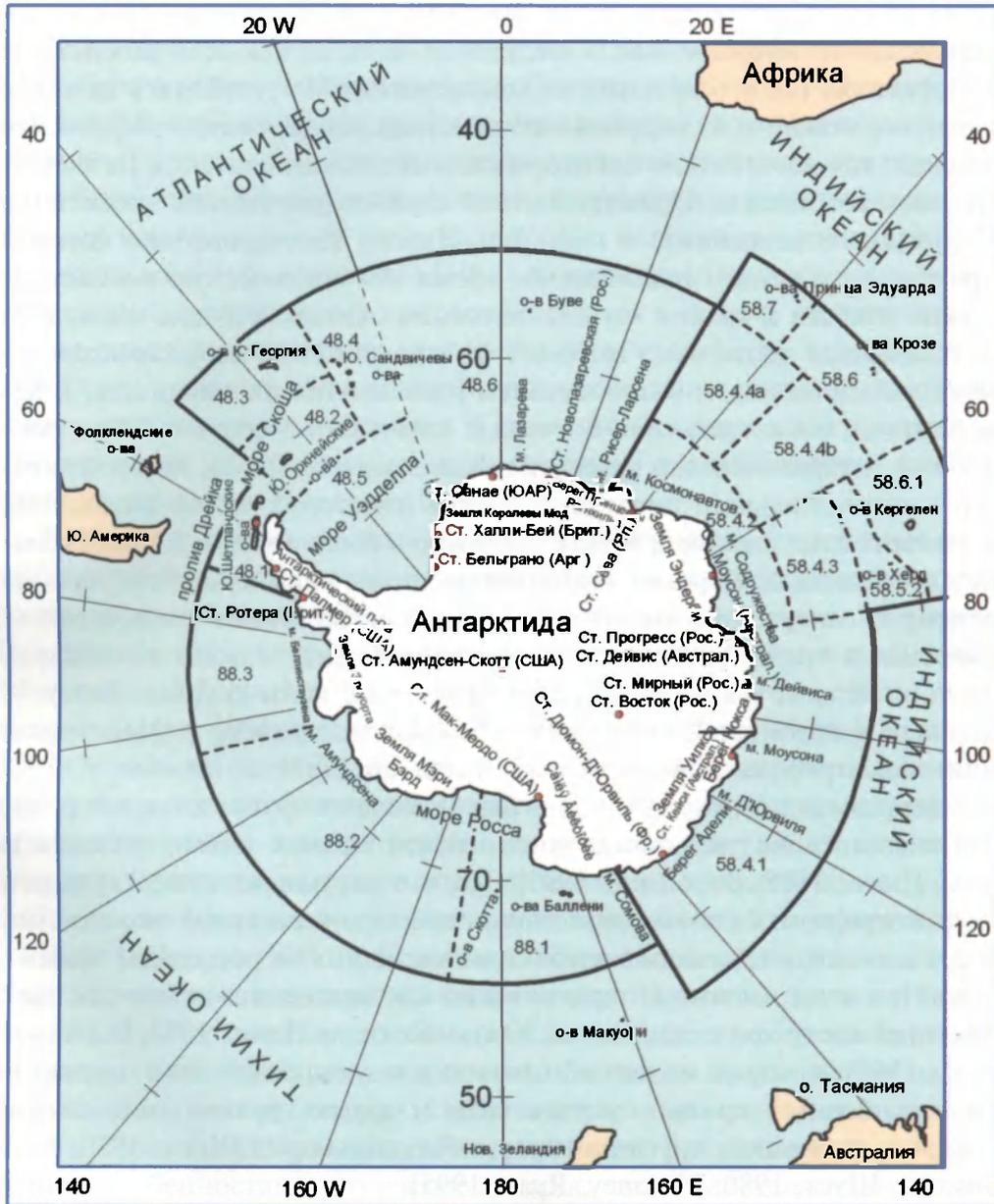


Рис. 1. Антарктика. Основные географические пункты. Деление акватории на статистические районы (—) и подрайоны (-----), по данным Комиссии по сохранению морских живых ресурсов Антарктики (CCAMLR)

Fig. 1. Antarctica. Statistical regions and subregions according to the CCAMLR

уровнях с климатическими колебаниями в атмосфере и океане и, наконец, создание качественных и численных моделей как всей экосистемы Антарктики, так и отдельных ее компонентов. Не углубляясь далеко в историю, можно и в современных событиях увидеть катастрофические последствия воздействия некоторых климатических явлений на биологические сообщества. Примером может служить разрушение экосистемы Перуанского апвеллинга в годы Эль-Ниньо, восстановление которой происходит с трудом и длительное время. Антарктическую экосистему можно отнести к крайне «чувствительным». Антарктические воды, хотя и отличаются достаточно высокой биопродуктивностью, характеризуются малым видовым разнообразием населяющих их сообществ. В результате сильное снижение биомассы ключевого звена в трофической цепи — антарктического криля (*Euphausia superba* Dana), может привести к отрицательным последствиям для некоторых видов пингвинов, летающих птиц, тюленей и рыб, особенно в изолированных приостровных сообществах. Переход в питании на другие виды планктона не компенсирует энергетические потери, в результате может увеличиваться смертность среди вновь родившихся поколений, снижаться численность популяции. Уничтожение значительной части крупных китов — главных потребителей антарктического криля, привело к формированию неустойчивой части популяции последнего. Однако в дальнейшем, по-видимому, этот криль был включен в другие пищевые цепи, что сказалось на увеличении численности мелких китов, тюленей и птиц [Lows, 1985; Воронина, 1993]. Так что нарушения существующего энергетического баланса, свойственного каждой развитой экосистеме, ведут к соответствующим колебаниям численности популяций животных. При этом именно антарктический криль является основным звеном главных трофических цепей Южного океана [Lows, 1977; Lubimova et al., 1985], которые можно обозначить следующим образом: крупный фитопланктон — криль — усатые киты и другие группы консументов (тюлени, пингвины, другие птицы, рыбы, кальмары) [Клох, 1970; Любимова, Шуст, 1980; Moloney, Ryan, 1995].

Постоянные колебательные процессы — одно из характерных свойств экосистемы, находящейся в относительно равновесном состоянии. Связь их с соответствующими колебаниями условий среды фактически не вызывает сомнений, хотя раскрыты, конечно, еще далеко не все закономерности влияния тех или иных факторов среды на развитие и существование популяций. Подобные исследования усложняются

тем, что климатические колебания в Антарктике демонстрируют, как правило, пространственное разнообразие. Так что популяциям, расположенным в разных географических областях, в разных природных образованиях, свойственна реакция, соответствующая только данной популяции. Поэтому одной из задач при изучении изменчивости экосистемы было выявление пространственной структуры климатических колебаний в Антарктике. В этой связи нужно напомнить, что в середине прошлого века Г.К. Ижевский [1964] разрабатывал положение о существовании так называемых природных систем в океане, характеризующихся однонаправленными колебаниями в атмосфере, гидросфере и биосфере Северного полушария. В этом заключается системный подход к изучению экосистем. Эта идея в дальнейшем нашла свое продолжение в работах многих ученых, занимающихся исследованиями изменчивости экосистем Мирового океана.

В многочисленных работах, посвященных изучению воздействия различных характеристик среды на урожайность, поведение и особенности распределения некоторых представителей антарктической фауны [Mackintosh, 1972; Ainley et al., 1988; Sahrhage, 1988a; Makarov et al., 1988; Maslennikov & Solyankin, 1988; Priddle et al., 1988; Fraser et al., 1992; Kawaguchi & Satake, 1994; Siegel & Loeb, 1995; Fedulov et al., 1996; Ichii et al., 1998; Murphy et al., 1998], авторы отмечали хорошо выраженную межгодовую и многолетнюю изменчивость, вплоть до длительных трендов, демонстрирующих однонаправленную реакцию популяций в течение ряда лет. Причем в характере этих длительных колебаний заметна схожесть со столь же продолжительными колебаниями в атмосфере и гидросфере [Sahrhage, 1988B]. Основной объем подобной информации относится, конечно, к антарктическому крилю. При этом диапазон замеченных количественных колебаний весьма широк — от очень крупных и плотных скоплений рачков до почти полного их исчезновения на довольно обширных акваториях. Столь контрастные колебания биомассы криля, происходящие в определенных районах, связаны в большей степени с особенностями его распределения, чем с действительными количественными изменениями обилия криля [Sahrhage, 1988A]. Можно предположить, что колебания биомассы всей гиперпопуляции криля относительно невелики, поскольку они сглаживаются их противофазностью, наблюдающейся в разных секторах Антарктики. Но в отдельных районах они могут быть крайне ощутимы, особенно для непосредственных потребителей криля.

Временной масштаб колебаний, рассматриваемых в данной работе, охватывает диапазон от межгодовых до декадных. На фоне известного долговременного положительного тренда приземной температуры воздуха на планете (глобальное потепление) Антарктика демонстрирует свою, если можно так выразиться, «непричастность». Во всяком случае, явно выраженный положительный тренд температуры воздуха наблюдается пока лишь в одном относительно небольшом районе, примыкающем с запада к Антарктическому п-ову — плюс 2,5° за 50 лет [King, 1994; Vaughan and Doake, 1996]. Относительно слабым потеплением характеризуются прибрежные районы Западной Антарктиды, отсутствием статистически значимых трендов — районы Восточной Антарктиды, а наблюдения на части станций, расположенных в глубине материка, даже демонстрируют похолодание [Comiso, 2000; Shuman, Stearns, 2001; Клепиков и др., 2002]. Такая «непричастность», конечно, кажущаяся. Антарктика — одно из главных звеньев планетарной тепловой машины, этому соответствует и ее вклад в формирование климата планеты. По-видимому, еще достаточно велик «запас прочности» этого природного «холодильника».

На фоне отмеченных долговременных трендов в высоких широтах Южного полушария происходят климатические колебания несколько меньших временных масштабов, от межгодовых до масштаба десятилетий. Как мы увидим ниже, эти колебания в значительной степени определяют изменения, происходящие в экосистеме Антарктики за последние 50 лет.

На рис. 1 показаны некоторые пункты и географические объекты в Антарктике, на которые имеются ссылки в тексте.

Материал и методика исследования

Использовавшиеся в работе данные и их источники приведены в табл. 1. Основу данных по поверхностной температуре воды, температуре воздуха и атмосферному давлению на уровне моря составляет массив, полученный с сайта Центра диагностики климата (США) и представляющий собой результат реанализа данных по проекту NCEP-NCAR Reanalysis Project [Kalnay and Coauthors, 1996]. Кроме перечисленных гидрометеорологических показателей, в работе привлекались также данные по геопотенциальной высоте поверхности 500 гПа, меридиональной и зональной компонентам приземного ветра. Из этого же источника были получены ряды разного типа климатических индексов, широко используемых в работе. К ним относятся индекс Южного колебания (ЮК), индекс Антарктического колебания (ААК) [Gong, Wang, 1999; Thompson, Wallace, 2000] и показатели Эль-Ниньо на разных участках тихоокеанского экваториального пояса: ЭН 1.2; 3; 4; 3.4.

Данные по положению кромки морского дрейфующего льда были взяты также из Интернета с австралийского сайта (см. табл. 1).

Биологические показатели в большинстве своем были взяты из соответствующей научной литературы со ссылками на каждое издание. Источником данных по вылову антарктического криля в разных статистических промысловых районах Антарктики был Статистический бюллетень [CCAMLR, Stat. Bull., 1990, vol.1 and 2; 2000, vol.12; 2002, vol.14], выпускаемый CCAMLR.

Для расчетов был выбран летний период (декабрь – февраль), исходя из необходимости охватить по возможности наиболее высокие широты, свободные ото льда лишь в декабре – марте. В иные сезоны, следовательно, эти районы нужно исключать из расчетов и анализа. Предварительные построения корреляционных матриц для характеристики

Таблица 1. Используемые в работе данные и их источники

Тип данных	Источник	Годы
Геопотенциальная высота поверхности 500 гПа в Южном полушарии. Среднемесячные данные	Центр климатической диагностики CDC NOAA – CIRES (Boulder, Colorado). Сайт в Интернете: http://www.cdc.noaa.gov	1948–2001 гг.
Атмосферное давление на уровне моря в Южном полушарии. Среднемесячные данные	Там же	Те же
Температура поверхности океана (ТПО) в Южном полушарии. Среднемесячные данные	– “ –	– “ –
Приземное атмосферное давление на станциях, расположенных на материке Антарктида, на островах (большой частью антарктических и субантарктических), и на нескольких станциях, находящихся в южных частях Африки, Южной Америки и Австралии. Среднемесячные данные	Австралийский сайт в Интернете: http://www.antcrc.utas.edu.au и сайт Великобритании: http://www.nerc-bas.ac.uk , Российский сайт: http://www.aari.nw.ru	Всего 33 станции. Максимальная длина ряда 1904–1991 гг. Минимальная длина ряда 1969–1991 гг.
Приземная температура воздуха на станциях, расположенных на материке Антарктида, на островах (большой частью антарктических и субантарктических), и на нескольких станциях, находящихся в южных частях Африки, Южной Америки и Австралии. Среднемесячные данные	Австралийский сайт в Интернете: http://www.antcrc.utas.edu.au и сайт Великобритании: http://www.nerc-bas.ac.uk	Всего 33 станции. Максимальная длина ряда 1901–2000 гг. Минимальная длина ряда 1961–1996 гг.
Ряды (временные серии) данных индекса Южного колебания (ЮК), El-Nino4, El-Nino3, El-Nino1.2, El-Nino3.4, индекса Антарктического колебания (ААК). Среднемесячные данные	Центр Климатической диагностики CDC NOAA – CIRES (Boulder, Colorado), [Thompson, Wallace, 2000], сайт в Интернете: http://www.cdc.noaa.gov	Длина ряда 1951–2001 гг.
Данные по положению кромки морского льда. Среднемесячные данные на меридианах, кратных 10° долготы	Австралийский сайт http://www.antcrc.utas.edu.au/~jacka	Длина ряда 1973–1998 гг.

связей сезонных полей давления и температуры воды и воздуха с индексами ЮК и ААК позволили охарактеризовать сезонные колебания следующим образом: наиболее высокий уровень связи приходится на весенний (сентябрь – ноябрь) и летний (декабрь – февраль) периоды, далее по нисходящей идут уровни связи зимой (июнь – август) и осенью (март – май). Итак, для расчетов был выбран летний период, который был представлен данными за декабрь – февраль. Это, в свою очередь, было принято после построения кривой хода средней многолетней температуры воды для пояса $50-70^\circ$ ю.ш. Март был исключен, поскольку в высоких широтах (вблизи побережья Антарктиды) в этом месяце уже может наблюдаться сильное осеннее охлаждение и даже начало льдообразования, хотя в северной части данного пояса он, как правило, теплее декабря. Таким образом, все последующие операции и расчеты велись со средними летними (декабрь – февраль) аномалиями давления и температуры воды, которые были вычислены, исходя из их базовых средних величин за 1961–1990 гг.

Массив данных по атмосферному давлению был сокращен до 684 точек с шагом по меридиану, равным 5° , и по параллели — 10° . В поле температуры воды были оставлены 960 точек с шагом по меридиану, равным $3^\circ 49'$, и по параллели — $7^\circ 30'$. Столь нестандартный шаг сетки данных по температуре воды — условность их расчета и представления Центром диагностики климата (США).

Упомянувшиеся выше расчеты корреляционных матриц, показывающие связи между индексами ААК, ЮК, Эль-Ниньо и полями аномалий давления и температуры воды, продемонстрировали достаточно высокий уровень связей и их пространственную устойчивость в некоторых районах. Такие расчеты, однако, характеризуют лишь несколько возможных типов колебаний, хотя и важных, но не исчерпывающих всю их гамму. Таких типов колебаний множество, и теоретически выбор наиболее существенных из них можно проводить, лишь перебрав все точки массива. Это, конечно, крайне нерациональный путь. Поэтому стояла задача разделения акватории Южного полушария на отдельные более или менее крупные регионы с когерентным характером колебаний атмосферного давления и поверхностной температуры воды в них. С этой целью был применен один из методов иерархического кластерного анализа — метод Дж. Уорда [Ward, 1963], сущность которого заключается в нахождении двух точек, объединение которых приводит к минимальному увеличению дисперсии. Процедура расчета эвклидовых расстояний проводится для каждой точки массива с каждой его

точкой. Минимальное расстояние между кластерами эквивалентно максимальной корреляции между ними. Этот метод наиболее часто употребляется при кластерном анализе, хотя и отмечается, что он имеет тенденцию к созданию кластеров малых размеров. Формирование кластеров — задача неопределенная. Первоначально мы имеем некие относительно малые наборы точек, характер колебаний в которых когерентен и которые хорошо видны на нижних уровнях дендрограмм. Окончательное число кластеров зависит от принятого критерия для объединения отдельных точек и их групп. Постепенно они объединяются во все более крупные группы, но при этом евклидово расстояние между ними увеличивается (т.е. когерентность снижается). Используя выбранный критерий, мы формируем уже окончательные кластеры. В данном случае наиболее оптимальным представляется в качестве критерия использование величины коэффициента корреляции между средней для всех точек предполагаемого кластера и каждой точкой, составляющей данный кластер, равной $2g$ при 95%-ном уровне значимости. При длине ряда в 43 года для соответствия 95%-му уровню значимости g должен быть не менее 0,25. Следовательно, величина $2g$ будет равна 0,50. С таким критерием мы получили общее количество кластеров для Южного полушария в поле аномалий давления, равное 18, а в поле аномалий температуры воды — 34. С помощью других методов [Войновский, Малинин, 1992] (или использования иных критериев) можно получить меньшее количество более крупных кластеров. Однако мы остановились на указанных результатах в силу, прежде всего, хорошего совпадения выделенных кластеров с естественными природными океанографическими образованиями, такими как крупномасштабные круговороты Уэдделла и Росса, воды высокоширотной модификации и воды АЦТ.

Вычисленные временные ряды аномалий давления и температуры воды для каждого кластера в дальнейшем использовались при построении корреляционных матриц, так называемых карт точечной корреляции [Wallace, Gutzler, 1981], анализ которых является основой для изучения пространственной структуры колебаний.

Построение карт распределения разных характеристик и их аномалий за требуемые для исследования периоды времени выполнялось в Центре диагностики климата (CDC NOAA-CIRES, Boulder, Colorado) и изображения получались с сайта <http://www.cdc.noaa.gov>.

Краткий исторический обзор экосистемных исследований в Антарктике

Антарктика относится к высокопродуктивным районам Мирового океана. Изученность ее экосистемы нельзя, конечно, считать завершенной, хотя, учитывая отдаленность, навигационные и климатические сложности района, уровень изученности, все же можно отнести к достаточно высоким. Главная заслуга в этом принадлежит классическим работам известного Комитета Дискавери (Великобритания) на судах «Дискавери II» и «Вильям Скорсби» в 1925–1939 гг. Именно эти исследования были началом изучения экосистемы Антарктики. Причиной создания Комитета была развивающаяся добыча китов в Антарктике, хотя хочется думать, что это было поводом, а причина значительно шире и включает в себя, кроме коммерческого интереса, страсть к познанию совершенно тогда не изученного животного мира в столь же не изученной среде его обитания. Нужно отметить блестящую организацию работ от проведения экспедиционных исследований до завершающей публикации результатов в многочисленных томах «Discovery Reports». Многие из трудов не потеряли своей научной ценности и поныне. К ним можно отнести работы по гидрологии Антарктики [Deacon, 1933, 1937; Clowes, 1934, 1938], по фитопланктону [Hart, 1934, 1942], зоопланктону [Mackintosh, 1934; Hardy, Gunther, 1936], различным аспектам биологии и распределения антарктического криля [Fraser, 1936; Bargmann, 1945; Mackintosh, 1972, 1973] и, конечно, известную монографию Д. Марра, ставшую настольной книгой для ученых, занимающихся живыми ресурсами Антарктики [Marx, 1962]. Не менее значимы и работы по рыбам, птицам, тюленям и китам Антарктики.

Отдав должное классике, нужно отметить, что на следующем этапе экосистемных исследований в Антарктике, начало которого можно отнести к 60-м годам прошлого столетия, ведущую роль играли советские ученые из ВНИРО (Москва), АтлантНИРО (Калининград), АзЧерНИРО (Керчь) и ТИНРО (Владивосток). В течение почти 30 лет ежегодно проводились экспедиционные работы широкого комплекса. Был собран обширный материал, который еще не до конца проанализирован и обобщен. Наряду с этим нужно отметить также вклад исследований в конце 50-х годов, выполненных на советских судах «Обь» и «Лена», а также на американских ледоколах «Стейтен Айленд», «Бертон Айленд», «Глейшер» и «Элтанин», аргентинских «Генерал Сан-Мартин» и «Капитан Канепа», японском «Умитака-Мару». Вкупе с большим объемом океанологических данных, собранных на научных судах АН СССР (НИС «Академик Курчатов», «Дмитрий Менделеев», «Академик Иоффе»), и особенно на судах Института Арктики и Антарктики (Госкомгидромет) (НИС «Профессор Зубов», «Профессор Визе», НЭС «Михаил Сомов» и «Академик Федоров») в 60–80-х годах, это составляет неплохую основу для углубления знаний о воздействии условий среды на существование, развитие и распределение разных представителей животного мира Антарктики. Из широкого круга ученых Академии Наук и Госкомгидромета, внесших большой вклад в исследования разных компонентов экосистемы Антарктики, нужно выделить такие имена, как А.Ф. Трешников, А.П. Андрияшев, Г.М. Таубер, Л.А. Жданов, В.Х. Буйницкий, Г.В. Алексеев, В.Н. Ботников, В.А. Бурков, Ю.А. Иванов, В.В. Клепиков, В.Г. Корт, М.Н. Котляков, И.В. Максимов, В.Г. Нейман, В.С. Назаров, Ю.В. Макеров, Э.И. Саруханян, Н.П. Смирнов.

Особо нужно подчеркнуть вклад научно-промыслового судна ВНИРО «Академик Книпович», с 1964 г. совершившего около 20-ти рейсов в Антарктику. При этом характерной чертой этих экспедиций (как и вообще большей части советских рыбохозяйственных исследований того времени) была комплексность. Это очень важно для изучения влияния изменчивых условий среды на поведение морских организмов, их миграции, развитие на разных этапах жизненного цикла.

Нужно отметить, что экосистемные исследования во ВНИРО ведутся на богатой научной основе, созданной нашими крупными учеными (И.И. Месяцев, Н.М. Книпович, Ю.М. Шокальский, Н.Н. Зубов, Л.А. Зенкевич, В.Г. Богоров, Т.С. Расс, А.П. Андрияшев), к которым нужно отнести также сотрудников ВНИРО и других рыбохозяйственных ин-

ституты [Ижевский, 1961, 1964; Марти, Мартинсен, 1969; Моисеев, 1969; Беренбейм, 1971; Яковлев, 1976; Гершанович, Муромцев, 1982; Елизаров, Кочкин, Ржонсницкий, 1983; Моисеев, Сапожников, 1985; Гершанович и др., 1990; Шунтов и др., 1993].

В 70–80-е годы активизировали свои исследования ученые Германии, США, Великобритании и Польши. После распада СССР наши экспедиционные научные работы (впрочем, как и промысловые) в Антарктике, к сожалению, были практически прекращены. Однако к этому времени уже подключились к исследованиям такие страны, как Австралия, Япония, Аргентина, Чили, ЮАР, Новая Зеландия. Значительно расширился контингент ученых, занимающихся Антарктикой. Их многочисленные имена будут часто встречаться в ссылках, свидетельствуя о явном оживлении исследований в этой сфере за последние 20 лет. К настоящему времени сложились общие представления об основных чертах этой экосистемы как в целом, так и отдельных ее компонентов, приуроченных к разным структурным типам вод (например, к высокоширотным водам приматериковых циклонических круговоротов [Масленников, Солянкин, 1980; Hempel, 1988]), к шельфовым районам некоторых островов (о-ва Южная Георгия, о-в Мордвинова и др. [Loeb et al., 1995; Ichii et al., 1998]), к кромке и массивам морского дрейфующего льда [El-Sayed, Taguchi, 1981; Daly, Macaulay, 1988; Garrison et al., 1982; Siegel et al., 1990], к разным морям [Макаров и др., 1980, 1982; Hosie et al., 1988; Пахомов, 1993; Siegel, Harm, 1996]. Эти представления включают в себя главным образом знания о составе фито- и зоопланктона, об основных закономерностях их жизненного цикла, о характеристиках продукции некоторых популяций, о межвидовых трофических связях. Однако пока еще недостаточно разработаны вопросы связей различных биологических показателей с условиями среды, а также проблемы формирования природных систем (как компонентов общей экосистемы Антарктики), в которых происходят однонаправленные колебания в атмосфере, океане и биосфере.

Основные метеорологические и океанографические особенности Антарктики

Атмосферная циркуляция

Наличие широкого океанического пространства, не прерываемого на всем циркумполярном протяжении, способствует в климатическом плане формированию выраженной зональности в распределении барических образований, существованию зонального восточного переноса воздушных масс по крайней мере в поясе широт между 40 и 65° ю.ш. Это хорошо иллюстрируется картами повторяемости циклонов и антициклонов (рис. 2). Отсюда зонально-симметричный тип распределения приземного давления и связанный с ним характер колебаний, который обозначается как «seesaw» (принцип «качелей», т.е. рост давления в одном поясе сопровождается его понижением в другом, и наоборот) [Gong, Wang, 1999]. Однако в реальном масштабе времени все же происходят заметные нарушения зональности переноса масс и симметрии расположения альтернативных поясов давления. Возникают они большей частью в результате развития блокирующих атмосферных гребней в каждом из секторов, и особенно в восточной части тихоокеанского сектора, благодаря наличию естественных преград в виде высоких горных цепей Южной Америки и их морфологического продолжения на Антарктическом п-ове. В результате межширотный воздухообмен совершается практически постоянно в том или ином месте циркумполярного высокоширотного пояса как в верхних, так и в нижних слоях атмосферы, а это приводит к соответствующим вторжениям контрастных масс воздуха и возможным колебаниям температуры поверхностного слоя воды. Как мы увидим ниже, наиболее ярко этот механизм проявляется в восточной части Тихого океана (включая тихоокеанский сектор Антарктики).

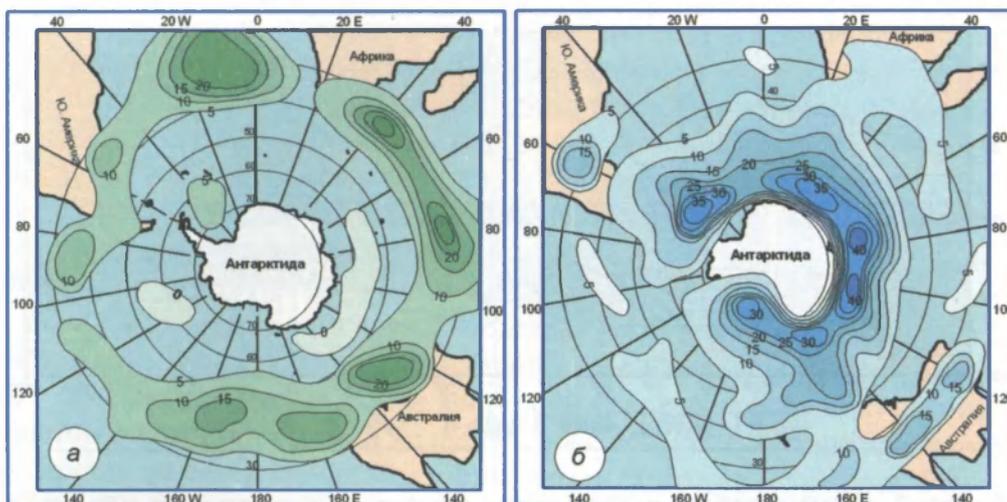


Рис. 2. Повторяемость антициклонов (а) летом и циклонов (б) зимой, по Н.Г. Давыдовой [1964]

Fig. 2. Occurrence of summer anticyclones (a) and winter cyclones (b) from [Давыдова, 1964]

Основные особенности атмосферной циркуляции в летний сезон представлены на предлагаемой схеме (рис. 3). Над восточной частью Антарктиды превалирует квазистационарный антициклон. Остальная часть материка занята большей частью циклоническими образованиями, проникающими сюда с севера, где лежат основные пути миграции циклонов Антарктического и Полярного атмосферных фронтов. Антарктический фронт состоит из отдельных фронтальных участков, расположенных циркумполярно вблизи побережья Антарктиды (между 60–65° ю.ш. и материком). Циклоны, генерированные на Антарктическом фронте, движутся большей частью в широтном направлении на восток, формируя вокруг Антарктиды известный пояс низкого давления. Полярный фронт расположен приблизительно между 45 и 50° ю.ш. и также состоит из отдельных участков. Циклоны Полярного фронта перемещаются с меридиональной составляющей на юго-восток, приближаясь к матерiku, сливаясь с антарктическими циклонами, и, в конце концов, стационарируют вблизи побережья Антарктиды и заполняются там. Эта схема, конечно, в реальности может претерпевать существенные изменения. В другие сезоны года практически все перечисленные особенности сохраняются. Меняются лишь повторяемость и интенсивность тех или иных явлений, зимой несколько смещается к северу положение зоны пониженного давления.

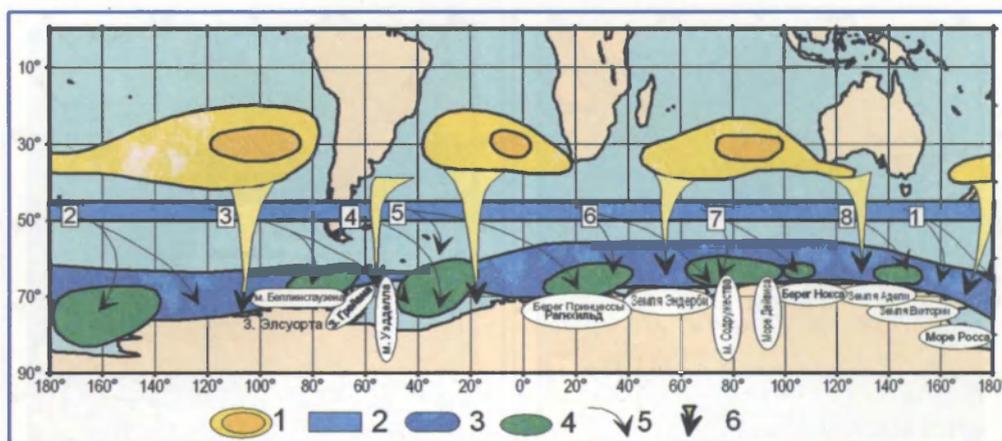


Рис. 3. Схема основных особенностей атмосферной циркуляции в Южном полушарии: 1 — климатическое положение центров субтропических антициклонов; 2 — схематическое положение атмосферного Полярного фронта; 3 — климатическое положение срежня высокоширотного пояса низкого давления; 4 — места стационарирования циклонов; 5 — основные траектории циклонов Полярного фронта; 6 — участки повышенной повторяемости развития гребней высокого давления. Цифры на рисунке обозначают ветви миграции циклонов Полярного фронта: 1 — тасманская; 2 — новозеландская; 3 — восточнотихоокеанская; 4 — южноамериканская; 5 — фолклендская; 6 — южноафриканская; 7 — кергеленская и 8 — западноавстралийская (по П.Д. Астапенко [1960])

Fig. 3. The main peculiarities of atmospheric circulation in Southern Hemisphere: 1 — climatic position of subtropical anticyclonic centers; 2 — schematic position of atmospheric Polar Front; 3 — climatic position of the axis of the low pressure high-latitude belt; 4 — positions of cyclone stationarity; 5 — main tracks of the Polar Front cyclones; 6 — areas of high occurrence of the high pressure ridge. Numbers in the Figure denote the different branches of the Polar Front cyclones moving: 1 — Tasmanian, 2 — New Zealand, 3 — East Pacific, 4 — South American, 5 — Folkland, 6 — South African, 7 — Kergelen and 8 — West Australien adapted from [Астапенко, 1960]

В умеренных и низких широтах преобладают обширные антициклоны во всех трех океанах. Центры их расположены в среднем на 30–32° ю.ш. Узлы максимальных величин аномалий приземного давления располагаются в среднем на 45–50° ю.ш., т.е. приурочены к атмосферному Полярному фронту. Таким образом, колебания давления там определяются в большой степени активностью циклогенеза.

Ранее было установлено, что основные пути миграции полярных циклонов довольно стабильны по своему положению. Были выделены их восемь ветвей: тасманская, новозеландская, восточнотихоокеанская,

южноамериканская, фолклендская, южноафриканская, кергеленская и западноавстралийская [Астапенко, 1960]. Положение этих ветвей хорошо совпадает с результатами других авторов, независимо определивших пути циклонов и места их выхода к материку [Taljaard J.J. & van Loon H., 1963]. Участки стационарирования циклонов вблизи Антарктиды также можно рассматривать как стабильные [Астапенко, 1960]. Их можно определить по расположению очагов наибольшей повторяемости циклонов. Это следующие районы: море Росса, восточная часть моря Уэдделла, моря Содружества и Дейвиса, восточная часть моря Беллинсгаузена, Земля Адели, Берег Нокса, Берег Принцессы Рагнхильд. В соответствии с местами стационарирования депрессий (т.е. к западу от них) располагаются участки вторжений холодных масс воздуха с антарктического континента на север: Земля Виктории, Земли Элсуорта и Грейама, Земля Эндерби. Блокирующие перемычки высокого давления также имеют свои фиксированные места, где их повторяемость наиболее высока: Земля Грейама — западная часть моря Уэдделла, мыс Норвегия в восточной части моря Уэдделла, Земля Эндерби, Земля Адели, Земля Виктории — западная часть моря Росса, моря Амундсена и Беллинсгаузена.

Обратимся к рассчитанным корреляционным матрицам, показывающим связи колебаний летних индексов Антарктического (ААК) и Южного колебаний (ЮК) с летними аномалиями полей атмосферного давления на уровне моря. Каждая из этих матриц демонстрирует наличие узлов повышенных величин корреляции (рис. 4, *а*, *б*). Причем их географическое положение практически стабильно. В поясе умеренных широт узлы расположены в районе Новой Зеландии, в юго-восточных частях Индийского и Атлантического океанов. В промежутках между узлами коэффициент корреляции сильно снижается. Это говорит о том, что колебания здесь имеют характер стоячих волн с географически фиксированными узлами и антиузлами [Wallace & Gutzler, 1981]. В высокоширотной области они действуют на фоне и вкуче с зонально-симметричным циркумполярным противофазным колебанием, так называемой Кольцевой модой колебаний атмосферного давления [Thompson, Wallace, 2000].

В поле геопотенциальных высот поверхности 500 гПа колебания демонстрируют примерно тот же уровень связей между узлами и антиузлами, расположенными в поясах противофазных колебаний геопотенциальных высот.

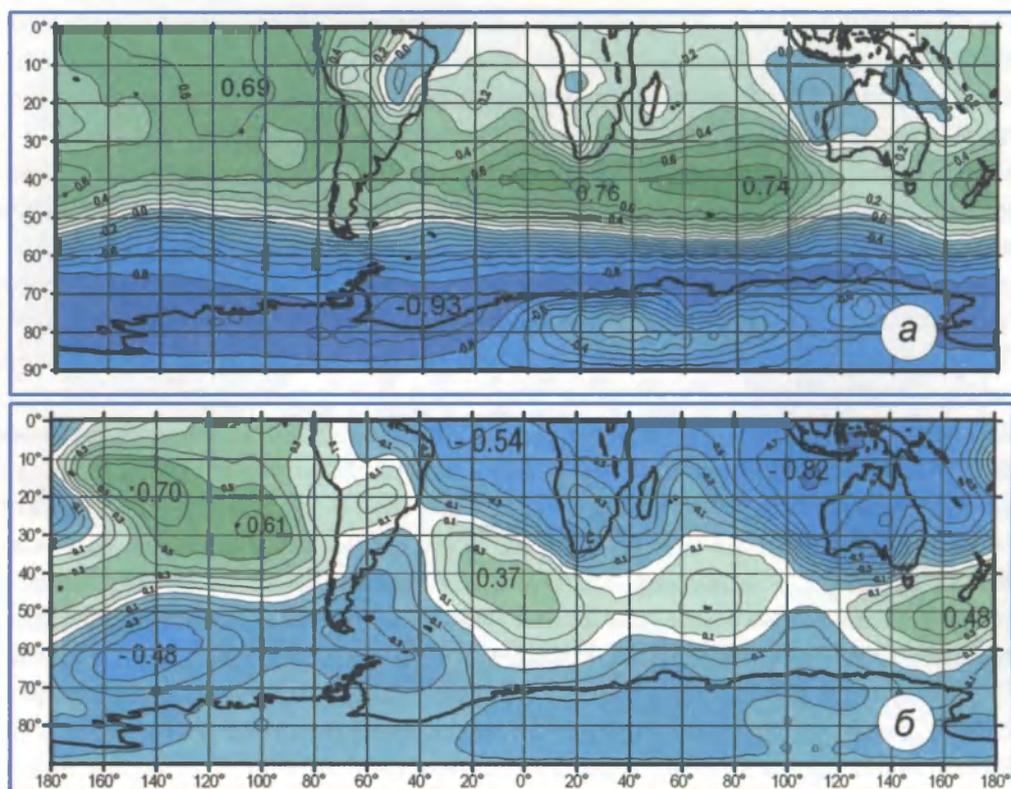


Рис. 4. Распределение коэффициента корреляции между колебаниями средних летних аномалий приземного атмосферного давления и аномалий индекса ААК (а) и индекса ЮК (б).
Изолинии проведены через 0,1

Fig. 4. Correlations between the variability of the summer sea level pressure anomalies and Antarctic Oscillation index (a) and Southern Oscillation index anomalies (b)

Океанографические особенности

В данном разделе мы обратимся к описанию некоторых особенностей океанографии, оказывающих наиболее сильное влияние на существование и развитие разных представителей животного мира Антарктики. Естественно, к ним относятся прежде всего распределение разных структурных типов вод и их модификаций (включая сюда их физические и химические характеристики), положение границ между ними, т.е. фронтов и фронтальных зон, характер горизонтальной циркуляции вод

в разных пространственных масштабах и, наконец, особенности распространения морского дрейфующего льда.

Общая пространственная композиция вод Южного океана складывается в результате:

- 1) водообмена с прилегающими с севера участками Атлантического, Индийского и Тихого океанов (это относится прежде всего к формированию глубинных вод и их региональных отличий);
- 2) формирования донных вод (это происходит на участках материкового склона Антарктиды, их основными источниками служат моря Уэдделла и Росса, но возможны и другие источники, меньшие по масштабу; региональные отличия донных вод определяются некоторыми особенностями вод, участвующих в их формировании);
- 3) климатического воздействия на поверхностные воды в разных зональных поясах;
- 4) перераспределения водных масс течениями (особенно в связи с меридиональными нарушениями в квазизональном переносе вод Антарктическим циркумполярным течением).

Мы рассмотрим структуру вод (как в горизонтальном, так и в вертикальном плане), занимающих акваторию между материком и Южной Полярной фронтальной зоной (климатическим фронтом, ограничивающим с севера распространение вод определенного структурного типа — Антарктического). Практически весь этот обширный циркумполярный пояс занят лишь одним этим структурным типом. Шельфовый тип, который, правда, можно выделить в отдельный подтип антарктических вод [Саруханян, Смирнов, 1986] характеризуется чаще всего как однослойная структура (летом — двухслойная), представляющая Антарктическую шельфовую поверхностную водную массу. В силу относительно небольших глубин на шельфе она охватывает всю толщу вод от поверхности до дна. Это наблюдается, однако, лишь на тех участках шельфа, где не прослеживается влияние глубинных океанических вод. В большинстве приматериковых антарктических морей эти теплые глубинные воды проникают на шельф.

Водные массы. Антарктический структурный тип

Этот тип вертикальной структуры водной толщи характеризуется наличием трех основных водных масс (рис. 5):

- 1) Антарктической Поверхностной (АПВ);

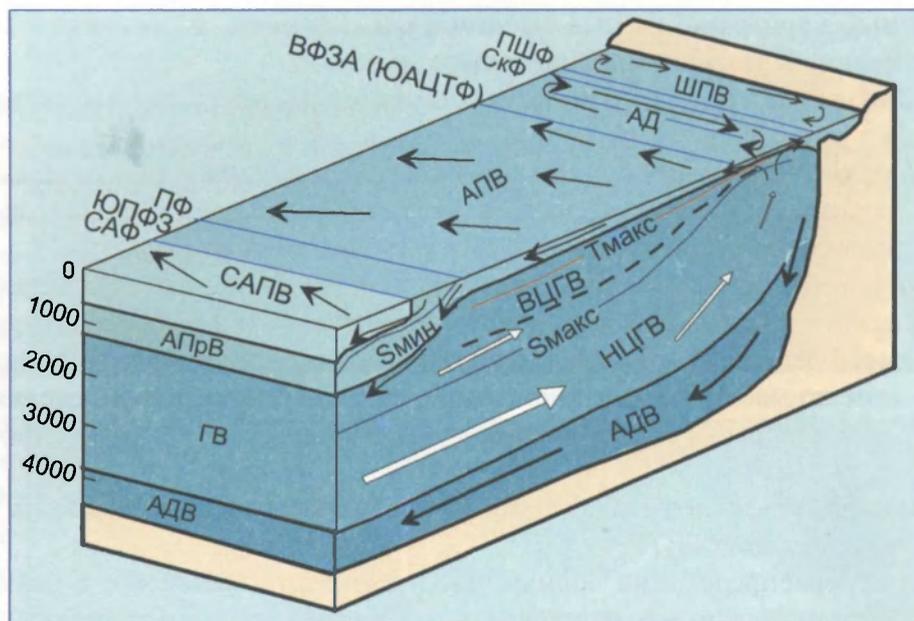


Рис. 5. Блок-схема интегральных меридиональных перемещений вод в Антарктике, вертикального и горизонтального положения водных масс, положения фронтов: ШПВ — Шельфовая Поверхностная водная масса; АПВ — Антарктическая Поверхностная водная масса; САПВ — Субантарктическая Поверхностная водная масса; АПРВ — Антарктическая Промежуточная водная масса; ГВ — Глубинная водная масса (атлантическая, тихоокеанская и индоокеанская соответственно); ВЦГВ — Верхняя Циркумполярная Глубинная водная масса; НЦГВ — Нижняя Циркумполярная Глубинная водная масса; АДВ — Антарктическая Донная водная масса; Смин — промежуточный минимум солёности, ядро АПРВ; Тмакс — глубинный максимум температуры, индуцированное ядро ВЦГВ; Смакс — глубинный максимум солёности, основное ядро ГВ и НЦГВ; ПШФ — Пришельфовый фронт; СкФ — Склоновый фронт; АД — Антарктическая дивергенция; ВФЗА (ЮАЦТФ) — Вторичная фронтальная зона Антарктики (фронт южной границы Антарктического Циркумполярного течения); ПФ — Полярный фронт; ЮПФЗ — Южная Полярная фронтальная зона; САФ — Субантарктический фронт

Fig. 5. Scheme of the meridional water transport in Antarctic. Vertical and horizontal distribution of water masses and positions of fronts: ШПВ (SSW) — Shelf Surface Water; АПВ (ASW) — Antarctic Surface Water; САПВ (SASW) — Subantarctic Surface Water; АПРВ (AIW) — Antarctic Intermediate Water; ГВ (DW) — Deep Water (Atlantic, Pacific and Indian); ВЦГВ (UCDW) — Upper Circumpolar Deep Water; НЦГВ (LCDW) — Low Circumpolar Deep Water; АДВ (ABW) — Antarctic Bottom Water; Смин (Smin) — intermediate minimum of salinity, the AIW core; Тмакс (Tmax) — deep temperature maximum, the UCDW core; Смакс (Smax) — deep salinity maximum, the core of DW and LCDW; ПШФ (ANSF) — Antarctic Near-Shelf Front; СкФ (ASF) — Antarctic Slope Front; АД (AD) — Antarctic Divergence; ВФЗА (SFZA), or ЮАЦТФ (SACCF) — Antarctic Secondary Frontal Zone, or Front of the Southern Edge of Antarctic Circumpolar Current; ПФ (PF) — Polar Front; ЮПФЗ (SPFZ) — Southern Polar Frontal Zone; САФ (SAF) — Subantarctic Front

- 2) Циркумполярной Глубинной (ЦГВ);
- 3) Антарктической Донной (АДВ).

Каждая из этих водных масс имеет свои особенности, некоторые могут быть разделены на два слоя, либо имеющих сезонное происхождение, либо выявляющихся по признаку наличия экстремумов характеристик. Кроме того, каждая из них имеет свои региональные отличия.

Антарктическая Поверхностная водная масса

Антарктическая Поверхностная водная масса АПВ охватывает слой от поверхности до глубины порядка 200 м и занимает всю рассматриваемую акваторию (поскольку присутствует и в шельфовом структурном типе). Ее распространение (наряду с донными водами) относится к расходной части водного баланса антарктических вод, поскольку эта водная масса покидает рассматриваемый пояс, погружаясь в районе Южной Полярной фронтальной зоны до глубин 300–800 м и участвуя в формировании Промежуточной Антарктической воды, распространяющейся на север. Соответственно, главным источником пополнения АПВ служит глубинная вода, поступающая с севера (приходная компонента водного баланса антарктических вод), постепенно выклинивающаяся с приближением к материку и участвующая в пополнении как донных, так и поверхностных вод. Формирование АПВ происходит под воздействием суровых климатических условий и несет соответствующие черты полярных вод, постепенно трансформируясь на пути к северу.

Характерным свойством АПВ является ее разделение на два слоя: **слой летнего прогрева** и **зимний остаточный слой**. Зимой в поясе интенсивного льдообразования и сопутствующих конвективных процессов происходит перемешивание АПВ, что приводит к гомотермии по вертикали. Весной-летом в результате таяния льда и радиационного прогрева формируется верхний слой, где температура воды повышается до 1–3° на поверхности. Это приводит к повышению вертикальной устойчивости этого слоя, которая поддерживается также пониженной (в связи с таянием льда) соленостью. Подстилающий его остаточный слой зимней воды сохраняет характеристики, близкие к зимним (температура в ядре этого слоя минимальна и в высоких широтах близка к температуре замерзания воды). Соленость в этом слое относительно высока. Все это приводит к формированию сезонного пикноклина. Именно в высокоширотных водах летом наблюдаются максимальные величины вертикальной устойчивости в Антарктике, до 100–120 единиц частоты Вьяйсяля-Брента (на шельфе иногда до 140–200), хотя они очень низки

по сравнению с устойчивостью, зафиксированной в тропических водах (нередко выше 440).

В районах образования полыней и на участках, ранее других освобождающихся ото льда, весной происходят сильный прогрев (иногда выше 4°C) поверхностной распресненной таянием льда воды, увеличение вертикальной устойчивости, что вкупе с неглубоким расположением пикноклина (это способствует большей концентрации клеток фитопланктона) и исключительно высокими величинами поступающей уже весной солнечной радиации (практически максимальными для всей планеты [Русин, 1961]) создает идеальные условия для вспышки продуктивности. Эти участки Р.Р. Макаров назвал «оазисами» [Макаров и др., 1982; Макаров, 1995] в силу более раннего развития там фитопланктона вопреки известной «фенологической волне», движущейся с севера [Hart, 1942].

Определенную неравномерность демонстрирует в теплый период года и распределение показателей зимнего остаточного слоя, в частности, глубины залегания температурного минимума (Т мин) и его величины. Большую роль в неравномерности распределения Тмин играют вертикальные движения в круговоротах, в том числе на склонах.

С наступлением осени – зимы в высокоширотных районах (в поясе интенсивного льдообразования) вновь формируется прежняя вертикальная структура АПВ, характеризующаяся гомотермией и гомохалинностью.

С продвижением на север АПВ постепенно утрачивает способность полного разрушения зимой сезонного пикноклина в результате недостаточного охлаждения поверхностного слоя. Таким образом, в менее высоких широтах Антарктики формируется постоянная двухслойная структура АПВ, на фоне которой происходят естественные сезонные колебания характеристик.

Представленная на рис. 5 классическая схема меридионального переноса антарктических вод является, так сказать, интегральной схемой, основанной на представлениях и расчетах межширотного водообмена по всему циркумполярному кольцу [Gordon et al., 1977]. Поверхностные воды, исходя из этой схемы, имеют составляющую перемещения на север. Реально направление переноса поверхностных вод может быть разным, вплоть до южного, например, в восточных ветвях круговоротов Уэдделла и Росса. В свою очередь, подобные меридиональные нарушения приводят к локальным различиям характеристик АПВ. Конечно, это происходит на фоне региональных климатических воздействий.

Особо нужно обратить внимание на особенности поверхностных вод над материковым шельфом. По существу, те участки шельфа, где не наблюдаются проникновение и распространение теплых глубинных океанических вод, заняты одной водной массой (однослойная структура, летом — двухслойная), которую можно назвать Антарктической Шельфовой водной массой (АШВ). Выделение этого особого типа антарктических вод может быть обосновано их пусть не полной, но все же выраженной динамической изоляцией от омывающих материковый склон и бровку шельфа океанических вод. Этому способствует и тот факт, что в большинстве случаев бровка шельфа приподнята по отношению к самому шельфу. АШВ формируется целиком в самостоятельной шельфовой динамической системе и в результате, прежде всего, мощной осенне-зимней конвекции, достигающей дна даже при довольно больших глубинах. Это приводит к гомотермии по всей толще с температурой, близкой к точке замерзания морской воды. Летом с началом таяния льда поверхностный распресняющийся слой прогревается до 1–2°C, что способствует устойчивой его стратификации. Он весьма тонок в отличие от поверхностного слоя в океанических районах. Участки разных типов полыней и участки, освобождающиеся ото льда за счет стоковых ветров раньше, чем более мористые, могут прогреться до 3–4°C.

Что касается солёности АШВ, то тут необходимо отметить довольно существенные ее различия в разных приматериковых морях. Это связано главным образом с ледовым режимом каждого из них. Так, исключительно низкой солёностью отличаются поверхностные воды юго-восточной части тихоокеанского сектора Антарктики (район моря Беллинсгаузена). В январе 1964 г. здесь, в координатах 69°22' ю.ш. и 95°15' з.д., отмечалась поверхностная солёность, равная 32,12 ‰ (Элтанин, 11-й рейс). В ядре Тмин на той же станции солёность была 33,96 ‰, тогда как для этого слоя характерны величины около 34,4 ‰ [Gordon et al., 1977]. Распресненные воды моря Беллинсгаузена распространяются вдоль западного шельфа и склона Антарктического п-ова и далее через пролив Дрейка в море Скоша [Deacon, 1933; Ескин, 1959; Корт, 1966], постепенно теряя эту свою отличительную черту. Пониженные величины солёности были зафиксированы также летом 1978 и 1979 гг. в экспедициях НПС «Академик Книпович» в районах западного склона и внешней части шельфа Антарктического п-ова [Богданов и др., 1980]. Эта важная характеристика может помочь в идентификации вод, проникающих с запада в район Южных Шетландских о-вов и далее в море Скоша (рис. 6) и играющих большую роль в снабжении рачками местных крилевых нерестилищ.

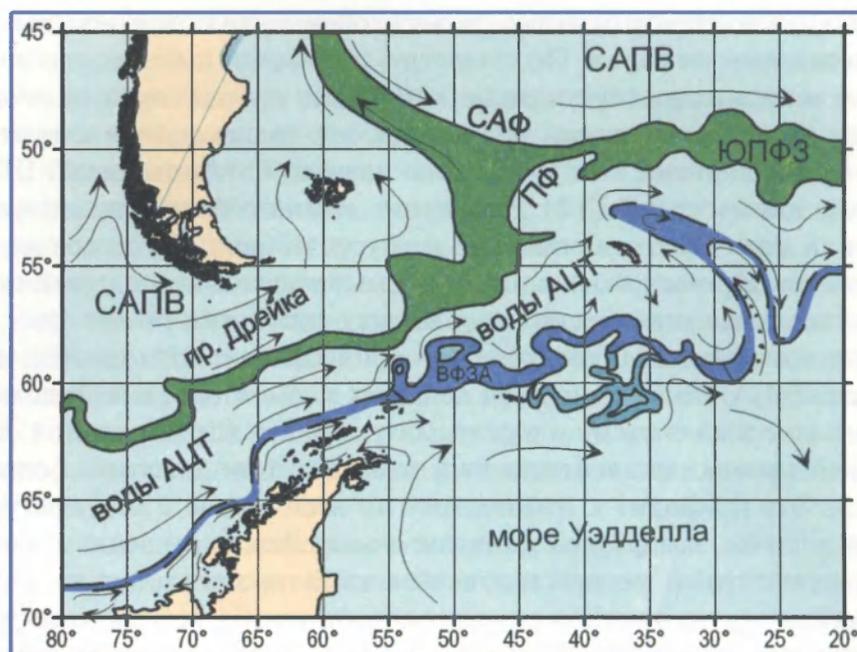


Рис. 6. Пространственная структура вод в районе моря Скоша и прилегающих водах: САПВ — Субантарктическая Поверхностная водная масса; САФ — Субантарктический фронт; ЮПФЗ — Южная Полярная фронтальная зона; ПФ — Полярный фронт; АЦТ — Антарктическое Циркумполярное течение; ВФЗА — Вторичная фронтальная зона Антарктики. Стрелками показана схема поверхностных течений

Fig. 6. Spatial structure of the Scotia Sea and adjacent waters: САПВ (SASW) — Subantarctic Surface Water; САФ (SAF) — Subantarctic Front; ЮПФЗ (SPFZ) — Southern Polar Frontal Zone; ПФ (PF) — Polar Front; АЦТ (ACC) — Antarctic Circumpolar Current; ВФЗА (SFZA) — Secondary Frontal Zone of Antarctic. The scheme of surface currents is showed by arrows

Довольно низкая поверхностная соленность характерна и для шельфовых вод моря Космонавтов, что было зафиксировано во время работ, проводившихся в марте 2000 г с борта НЭС «Академик Федоров». Она опускалась до величин 33,70–33,82 ‰. При этом мощность слоя с соленностью, меньшей 34,0 ‰, достигала 130–180 м. Все это наблюдалось на фоне повышения соленности поверхностного слоя в мористую сторону. Объяснение нужно искать, по-видимому, в слабом выносе льда за пределы материкового склона, связанном с отсутствием хорошо выраженных выносных потоков северного направления. Летнее таяние большей части льда происходит здесь же, в пределах шельфа и склона, способствуя распреснению поверхностного слоя. Нечто подобное отмечается и в море Беллинсгаузена.

В море Содружества зимой на внешней части шельфа поверхностная соленость, естественно, была относительно высока, около 34,35–34,45 ‰, как было определено на съемке, проведенной там в июле 1997 г. с борта НЭС «Академик Федоров» (42 РАЭ). Однако летом вблизи Западного шельфового ледника и в заливе Прюдс поверхностная соленость также понижается обычно до 33,2–33,5 ‰ [Smith et al., 1984].

Итак, можно констатировать, что в районах шельфов приматериковых морей поверхностная соленость летом понижается в результате таяния льда. Степень этого понижения определяется ледовым режимом и вообще степенью изолированности циркуляционной системы в каждом из морей. С наступлением холодного сезона и началом льдообразования соленость поверхностных вод повышается.

Соленость шельфовых вод в придонном слое демонстрирует широкий диапазон пространственных колебаний — от 34,4 до 34,97 ‰. Последняя величина отмечалась в море Росса [Gordon et al., 1977]. Более того, пространственные различия в солености шельфовых вод наблюдаются даже в пределах одного моря. Это позволяет выделять так называемые шельфовые воды низкой солености (ШВНС) — менее 34,5 ‰ (или 34,6 ‰, по [Carriack, 1977]), и шельфовые воды высокой солености (ШВВС) — соответственно более 34,5 ‰ (34,6 ‰) [Smith et al., 1984].

Наконец, можно выделить так называемые воды шельфовых ледников (ВШЛ), омывающие снизу последние и характеризующиеся потенциальной температурой до минус 2,3°. Такое переохлаждение возможно благодаря понижению температуры замерзания с глубиной.

На тех участках шельфа, куда проникают теплые глубинные воды (большей частью по ложбинам, врезающимся в шельф), формируется двухслойная (летом трехслойная) антарктическая вертикальная структура. В этом случае поверхностная вода (АШПВ) подстилается трансформированной на шельфе циркумполярной глубинной водой, называемой Модифицированной Циркумполярной глубинной водой, МЦГВ [Jacobs et al., 1970].

Одним из наиболее изученных районов Антарктики является **море Скоша**. Это связано с его относительной доступностью, но главной причиной повышенного внимания к нему ученых служит обилие живых ресурсов. Прежде всего, море Скоша можно считать главным районом массового распространения антарктического криля. Здесь расположены его основные нерестилища. Здесь проходят главные «магистральи» массового дрейфа рачков. Наличие большого количества островов в цепи Южно-Антийского подводного хребта способствует формированию

благоприятных динамических условий для скапливания отдельных стай криля в крупные и плотные концентрации. Такое обилие криля создает прекрасную кормовую базу для многочисленных его потребителей. В рационе большинства из них криль составляет основу питания. Многие виды птиц, рыб, тюленей и усатых китов откармливаются на этих пастбищах. По этим причинам имеет смысл более подробно описать пространственную структуру АПВ с представлением ее основных физических и химических характеристик, свойственных разным типам поверхностных вод и либо оказывающих вероятное непосредственное воздействие на развитие рачков, либо играющих определенную роль в идентификации границ между разными типами вод.

Композиция поверхностных вод весьма сложна (см. рис. 6). Об этом свидетельствует наличие на относительно небольшой акватории практически всех фронтов, свойственных циркумполярной Антарктике. Подробно о фронтах речь пойдет ниже в специальном разделе. Здесь рассмотрим пространственную структуру и характеристики разных модификаций АПВ, начиная с северных участков. Итак, **поверхностные воды Южной Полярной фронтальной зоны (ЮПФЗ)** представлены широким диапазоном поверхностной температуры воды — от 2,5–4,0°C на южной ее периферии до 5–9°C на северной [Масленников, 1979А]. В пределах субантарктических вод, вклинивающихся с Фолклендским течением далеко на север вдоль Патагонского шельфа, поверхностная температура летом повышается до 12–14°C. Соленость в ЮПФЗ колеблется от 33,9 до 34,2 ‰. Слой температурного минимума в зоне прекращает свое существование, сохраняются лишь его следы, связанные с развитием холодных вихрей Полярного фронта. Наиболее характерной чертой этих вод является очень низкое содержание кремния — большей частью от 1 до 10 мкг-ат/л [Аржанова, 1987]. Южнее Полярного фронта распространяются в генеральном восточном направлении **воды Антарктического Циркумполярного течения (АЦТ)**. Они имеют довольно существенные локальные отличия, определяемые близостью расположения к тем или иным типам вод. Так, естественно, АПВ вблизи Полярного фронта более прогрета ($T_0 = 2,5–5,0^\circ\text{C}$), чем на юге данного пояса ($T_0 = 0,9–3,0^\circ\text{C}$). Соответственно, содержание кремния в поверхностных водах на севере пояса достигает лишь 10–20 мкг-ат/л, а на юге, вблизи Вторичной фронтальной зоны Антарктики (ВФЗА), оно увеличивается до 20–40 мкг-ат/л. Кроме того, заметны различия в солености поверхностных вод. Распресненные воды моря Беллинсгаузена и западного побережья Антарктического п-ова узкой лентой движутся вдоль внешнего края материкового шельфа и проявляются в пониженных

величинах солености севернее Южных Шетландских о-вов (до 33,6–33,8 ‰). В стрежне пояса вод АЦТ соленость довольно стабильна — 33,8–33,9 ‰.

Воды АЦТ контактируют с высокоширотными водами. В результате формируется **Вторичная фронтальная зона Антарктики (ВФЗА)**. АПВ в этой высокоградиентной зоне отличается большим диапазоном некоторых характеристик, отражая различия контактирующих типов вод. Так, поверхностная температура воды колеблется от минус 0,5 до плюс 2,5°C, содержание кремния — от 40 до 80–90 мкг-ат/л [Афанасьев, Масленников, 1983], соленость увеличивается от 33,9 ‰ на северных участках ВФЗА до 34,2 ‰ — на южных.

Высокоширотный тип поверхностных вод представлен в данном районе несколькими подтипами, связанными с их географическим положением, приуроченностью к разным по климатическим особенностям приматериковым участкам и морям. **Воды моря Уэдделла** подходят к южной части моря Скоша с поверхностной температурой от минус 0,6 до плюс 0,9°C. Температура в зимнем остаточном слое здесь сохраняется близкой к точке замерзания (минус 1,3 — минус 1,8°C). Поверхностное содержание кремния в этих водах максимальное — до 100–120 мкг-ат/л. Соленость переменчива и определяется, как представляется, в значительной степени дрейфом айсбергов и морского льда и их задержками на некоторых участках. Так, практически постоянным летним очагом пониженной солености (до 33,6 ‰) является северо-восточная часть моря Уэдделла (примерно между 30 и 37° з.д.). В северо-западной его части шельфовые поверхностные воды заходят в пролив **Брансфилд**, опускаясь и формируя над глубоководным бассейном самостоятельный тип вод, характеризующийся низкой температурой воды, мало изменяющейся от поверхности до дна [Богданов и др., 1980; Полуяктов и др., 1983; Whitworth III et al., 1994]. В дальнейшем эти воды завершают там циклоническую циркуляцию и выходят в район о-ва Мордвинова (Элефант) и в юго-западную часть моря Скоша, участвуя в формировании ВФЗА. Отличаются они прежде всего высокой поверхностной соленостью (до 34,5 ‰). Содержание кремния в них также высоко, как в высокоширотных водах (70–85 мкг-ат/л) [Аржанова, Михайловский, 1980]. Воды, располагающиеся над **бровкой шельфа и частично над склоном Южных Шетландских о-вов**, также относятся к высокоширотной модификации и своим происхождением связаны с западным шельфом Антарктического п-ова и шельфом моря Беллинсгаузена. Эти поверхностные воды, как уже было отмечено, довольно сильно распреснены (33,6 ‰) [Ichii et al., 1998]. Иногда поверхностное распреснение летом (до 33,4 ‰)

фиксируется даже севернее о-ва Мордвинова (Элефант) [Ichii, 1990], формируя мощный Пришельфовый фронт [Кляусов, Ланин, 1987] (или так называемую границу континентальных вод [Sievers and Nowlin, 1984]). В то же время нужно отметить присущую этому району межгодовую изменчивость влияния распресненных поверхностных вод моря Беллингаузена и Антарктического п-ова. Соленость вод внутренней части северного шельфа Южных Шетландских о-вов, напротив, высока и достигает 34,2–34,3 ‰.

В районе западного шельфа Антарктического п-ова пространственная структура поверхностных вод подобна таковой в районе Южных Шетландских о-вов. Высокоширотные воды, располагающиеся между ВФЗА и шельфовыми водами, узкой лентой тянутся вдоль бровки шельфа и материкового склона, перемещаясь с юго-запада на северо-восток. Непосредственно поверхностные воды шельфа летом – осенью делятся на две части: южную (до о-ва Анверс архипелага Палмер) и северную (к северу от о-ва Брабант) [Hofmann and Klinck, 1998Б]. В первой поверхностная соленость понижена — 33,4–33,7 ‰, во второй — 33,8 ‰ и выше [Lascara et al., 1999]. Повышение солености на втором участке связано с тем, что здесь происходит довольно существенное квазистационарное отклонение на шельф мористых вод [Богданов и др., 1980], отсекающих южный участок шельфа от северного. По существу северный участок по своей океанографической природе можно объединить с районом Южных Шетландских о-вов [Hofmann and Klinck, 1998А]. Соответственно, южный участок шельфа Антарктического п-ова циркуляционно связан с морем Беллингаузена. Поверхностное содержание кремния на всем протяжении западного шельфа Антарктического п-ова велико — от 70 до 85 мкг-ат/л [Аржанова, Михайловский, 1980].

Циркумполярная Глубинная водная масса

Циркумполярная Глубинная водная масса ЦГВ подстилает АПВ. Транзитная зона между ними (основной пикноклин) не отличается высоким градиентом. ЦГВ — наибольшая по объему водная масса Антарктики. Она охватывает водную толщу от 150–200 до 3000–4000 м. Главной структурной особенностью этой водной массы можно считать наличие промежуточных экстремумов — максимума солености (Sмакс), максимума температуры (Тмакс), минимума содержания кислорода (O₂мин), минимумов и максимумов некоторых солей.

ЦГВ можно подразделить на два слоя. Верхняя Циркумполярная Глубинная вода (ВЦГВ) характеризуется, кроме температурного максимума, еще наличием кислородного минимума и максимума биогенных солей, являющихся продуктом воздействия глубинных вод из Индийского и Тихого океанов [Gordon, 1967; Callahan, 1972]. Тмакс не является привнесенной ядровой характеристикой, т.е. изначально глубинная вода (как источник ЦГВ) севернее ЮПФЗ не имеет такого экстремума. Он индуцируется в Антарктике вышележащей поверхностной холодной водной массой (ее нижним холодным зимним слоем). Нижняя Циркумполярная Глубинная вода (НЦГВ) характеризуется прежде всего максимумом солености (ее источником является Северо-Атлантическая Глубинная вода — САГВ), а также минимумом питательных солей [Reid et al., 1977; Sievers and Nowlin, 1984; Whitworth III and Nowlin, 1987]. Таким образом, запасы ЦГВ пополняются за счет поступления глубинных вод с севера во всех трех секторах Антарктики — тихоокеанском, индоокеанском и атлантическом. Основным источником ЦГВ является САГВ. Ее вклад прослеживается по повышенной солености в ядре Смакс от атлантического сектора на восток по всему циркумполярному поясу [Reid et al., 1977; Whitworth and Nowlin, 1987].

В результате величины температуры, солености, содержания кислорода, кремния и других питательных солей в ядрах ЦГВ заметно отличаются в разных секторах, морях, районах. Иногда эти отличия столь значительны, что позволяют выделить региональные типы ЦГВ как самостоятельные единицы с собственным определением, например, глубинная водная масса круговорота Уэдделла (УГВ). По существу это трансформированные воды той же ЦГВ. Ядровые слои последней играют роль своеобразных трассеров, по которым можно успешно проследить пути ее перемещения, особенности ее локальных трансформаций. Их характеристики, будучи более консервативными, чем характеристики поверхностной водной массы, удобны для определения границ между разными типами глубинных вод и, тем самым, между разными интегральными (с учетом всей толщи вод) модификациями вод антарктической вертикальной структуры, т.е. для определения вторичных фронтов.

Характеристики ЦГВ в системе АЦТ имеют весьма тонкие различия в разных секторах. Эти пространственные изменения происходят постепенно по мере воздействия вливающихся глубинных вод из Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Однако при рассмотрении глубинных вод иной динамической системы, системы крупномасштабных круговоротов Уэдделла и Росса, а также менее крупных приматериковых

круговоротов, наблюдаются более контрастные различия. Глубинные воды там могут быть сильно трансформированы за счет длительного пребывания в иных климатических условиях и перемешивания с приматериковыми водами, воздействия вертикальных движений в циклонических круговоротах, наконец, внесения региональных особенностей, связанных с погружением склоновых вод со своими, только им присущими характеристиками солености, содержания кислорода и питательных солей. В силу наличия существенных изменений глубинные воды отмеченных круговоротов могут иметь свой статус и наименование. На их северных границах формируются соответствующие высокоградиентные зоны некоторых характеристик на стыке с «материнскими» водами. На южных границах они также усиливают контраст на стыке с приматериковыми водами, поскольку вовлекают сюда долю ЦГВ.

Глубинные воды круговорота Уэдделла (ГВКУ)

При свойственной местным антарктическим водам низкой бароклинности геострофический расчет переноса масс в пределах круговорота Уэдделла (КУ) дал лишь 17 Св. С учетом баротропной компоненты величина переноса в системе КУ может возрасти до 60–97 Св [Whitworth and Nowlin, 1987]. Вероятно истина лежит где-то посередине между этими двумя крайними оценками. Так, анализ данных, полученных в результате уникального российско-американского натурального эксперимента «Дрейфующая станция Уэдделл-1» в западной части моря Уэдделла, в районе действия Западного пограничного течения, показал расходы в его пределах (ширина порядка 400 км), равные 40–45 Св [Антипов и др., 1998]. Эти цифры получены на основе геострофических скоростей, приведенных к скоростям, определенным по инструментальным наблюдениям.

Полное обновление воды в КУ занимает, по грубым прикидкам, десятки лет. Особо «старые» воды находятся в центральной части КУ, куда постепенно стекается часть плотных глубинных вод НЦГВ в процессе их циркулирования в Круговороте (неоднократного) с составляющей, направленной к центру и вверх [Whitworth and Nowlin, 1987]. По мнению указанных авторов, в центре КУ происходят потребление кислорода и регенерация питательных солей в результате разложения органического вещества бактериями. Полученные новые свойства, промежуточные минимум содержания кислорода и максимум содержания питательных солей, позволили им выделить данную воду в самостоя-

тельный тип (Центральная Промежуточная вода круговорота Уэдделла — ЦПКУВ). Это один из примеров воздействия локальных условий на изменение свойств глубинных вод. Вообще же можно сказать, что основным источником пополнения глубинных вод КУ служит ЦГВ, которая трансформируется в результате перемешивания с окружающими водами как на боковых «стенках», так и в вертикальном плане благодаря подъему вод и более интенсивному обмену с поверхностной водой, формируя глубинную воду моря Уэдделла (УГВ). Так практически ликвидируется Верхняя Циркумполярная Глубинная вода (ВЦГВ), большая часть тепла отдается в поверхностный слой, хотя температурный максимум сохраняется в слабом виде (рис. 7,а). Величина глубинного максимума температуры (T_{\max}) понижается в центральных частях КУ до $0,2-0,6^{\circ}\text{C}$ [Гурецкий и др., 1990]. Он располагается на глубинах 500–700 м в море Уэдделла и 100–300 м в куполе КУ. Практически тут же (соответственно 800–900 м и 150–350 м) находится и ядро НЦГВ — S_{\max} ($<34,7\text{‰}$). Так что здесь невозможно разделить на два слоя тот массив воды, который остался от ЦГВ.

Глубинные воды круговорота Росса (ГВКР)

Круговорот Росса (КР) — крупный циклонический круговорот, развивающийся на акватории, расположенной к северу от моря Росса. Его формирование начинается после раздвоения потока, движущегося параллельно материковому склону и соответствующего ВФЗА западнее островов Баллени. В результате северная струя отклоняется в северо-восточном направлении и следует согласно положению Южно-Тихоокеанского поднятия, распространяясь над его южным склоном, формируя северную ветвь КР. Указанная выше дивергенция потока, соответствующего ВФЗА, предопределяет практически все особенности характеристик водных масс, составляющих внутреннюю область КР. Она целиком заполняется смешанными водами, представляющими обширную транзитную зону между водами южной периферии АЦТ и при-материковыми высокоширотными водами. В этом заключается главное отличие КР от КУ, который целиком заполнен высокоширотными водами. Соответственно, если T_{\max} в глубинных водах КУ характеризуется величинами $0,2-0,6^{\circ}$, а в ЦГВ на южной периферии АЦТ — $1,7-2,1^{\circ}$, то в глубинных водах КР она колеблется на большей части акватории в пределах $1,2-1,45^{\circ}$ (см. рис. 7,б, 8,а). Минимальная ее величина фиксируется, естественно, в центральной части Круговорота, где осуществляется максимальный подъем глубинных вод и наиболее активен в силу

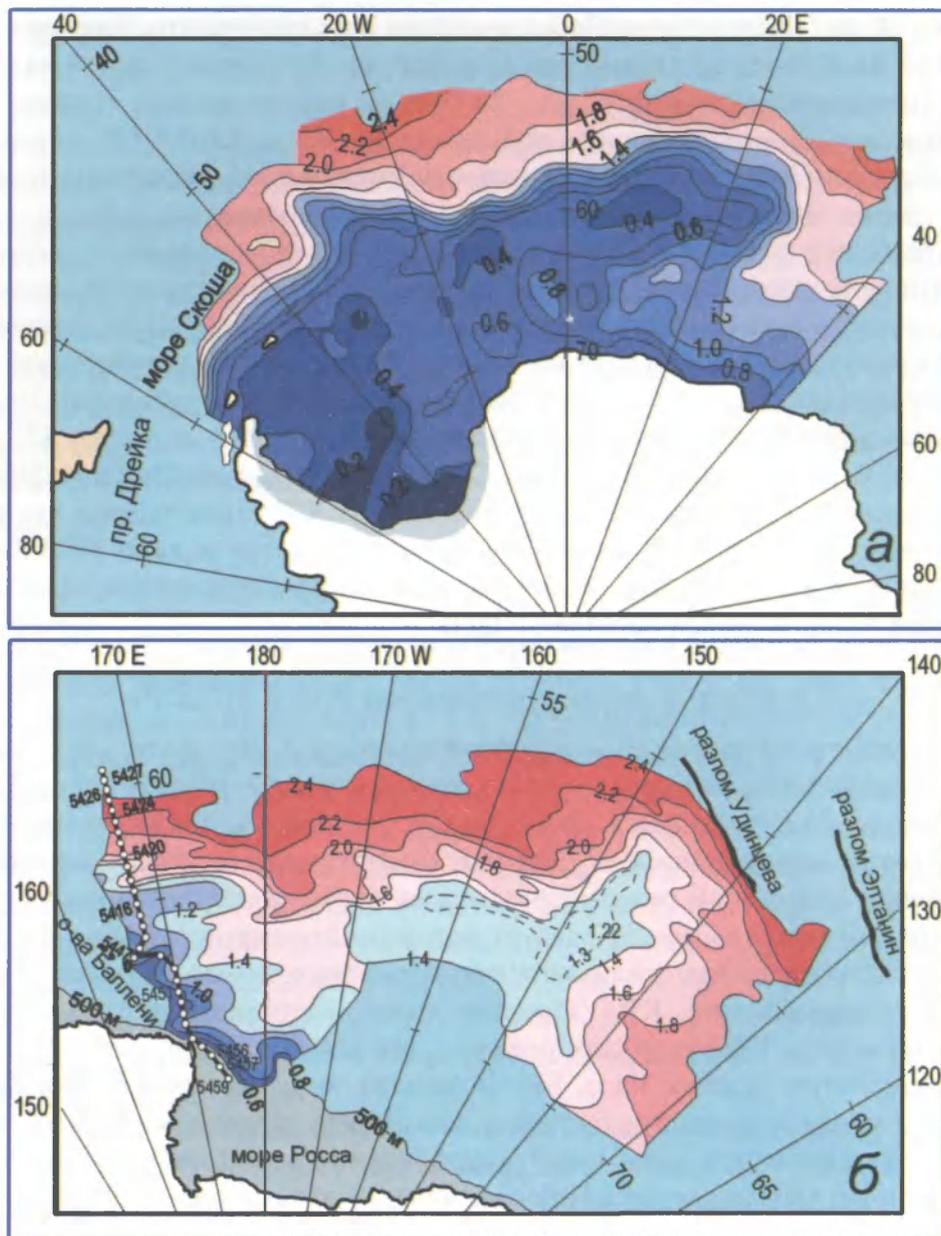


Рис. 7. Распределение глубинного максимума температуры воды (T_{max}) в круговороте Уэдделла (из работы Гурецкого и др. [1990]) (а) и в круговороте Росса (из работы Масленникова [1987]) (б)

Fig. 7. Distribution of deep maximum of water temperature (T_{max}) in the Weddell Gyre [Гурецкий и др., 1990] (а) and Ross Gyre [Масленников, 1987] (б)

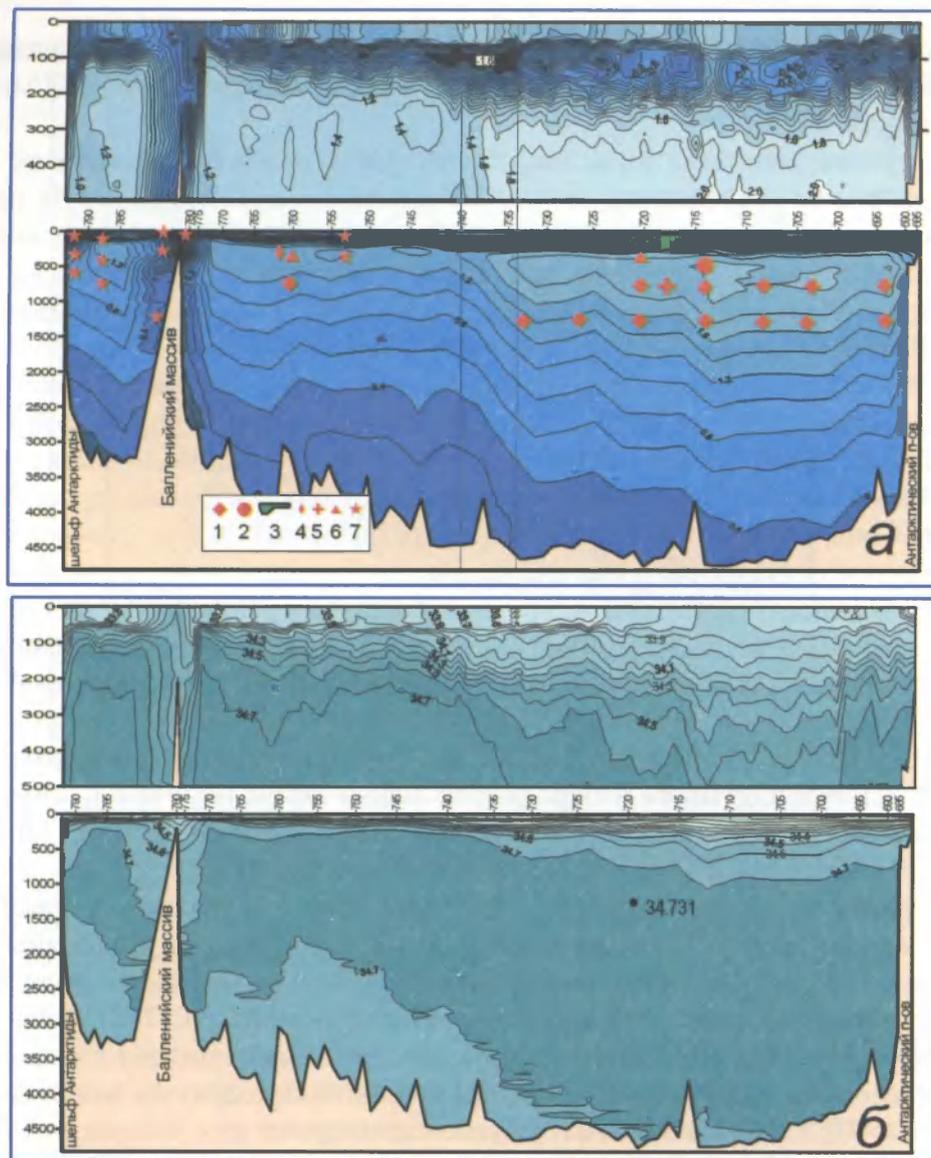


Рис. 8. Распределение температуры воды (а) и солёности (б) на широтном разрезе по 67° ю.ш. между Антарктическим п-овом и о-вами Баллени (НИС «Академик Иоффе», ИОРАН, программа WOCE, II–III. 1992). Верхние части рисунков — увеличенные фрагменты 0–500 м. Вертикальными линиями отмечена восточная граница круговорота Росса. Обозначены места поимок планктона — вселенцев из более северных районов: 1 — *Eucalanus longiceps*, 2 — *E. hyalinus*, 3 — участок размножения *Calanus simillimus*, 4 — *Euphausia frigida*, 5 — *Euphausia triacantha*, 6 — *E. lucens*, 7 — *Euphausia superba*

Fig. 8. Distribution of water temperature (a) and salinity (b) at latitude section along 67° S between Antarctic Peninsula and Balleny Islands (RV «Academic Ioffe», IOBAN, WOCE program, II–III. 1992). Vertical lines show the eastern border of the Ross Gyre. Locations of plankton catching: 1 — *Eucalanus longiceps*, 2 — *E. hyalinus*, 3 — spawning site of *Calanus simillimus*, 4 — *Euphausia frigida*, 5 — *Euphausia triacantha*, 6 — *E. lucens*, 7 — *Euphausia superba*

этого процесс эрозии ядра Тмакс под воздействием холодной вышележащей воды. В летний сезон 1985/86 г. Тмакс там равнялась 1,22 [Масленников, 1987].

Глубина залегания ядра Смакс глубинных вод КР уменьшается до 600–800 м по сравнению с 1000–1800 м в водах АЦТ (см. рис. 8,б), расположенных восточнее, на широте 67°S , к северу от морей Амундсена и Беллинсгаузена (по данным, полученным на разрезе, выполненном по программе «WOCE» летом 1992 г. с борта НИС «Академик Иоффе» — ИОРАН) [Кошляков, 1993]. Величина Смакс в КР колеблется от 34,70 до 34,72 ‰, в то время как в ЦГВ на смежной акватории к востоку Смакс превышает 34,72 ‰, достигая порой величин более 34,74 ‰ [Callahan, 1972]. В системе АЦТ это самые низкие величины Смакс, поскольку данный район наиболее удален (по ходу генерального перемещения вод) от источника высокосоленых глубинных вод — Северо-Атлантической Глубинной водной массы.

Итак, перечисленные отличия свойств глубинной воды КР от характеристик ЦГВ также позволяют выделить ее в самостоятельную единицу структуры антарктических вод — Глубинную воду круговорота Росса (ГВКР).

На примере разреза по $167^{\circ}30'$ з.д. (объединенная экспедиция на НИС «Профессор Визе» и «Профессор Зубов» летом 1985/86 г.), секущего разные модификации вод и границы между ними на крайней западной периферии КР (положение разреза показано на рис. 7,б), рассмотрим различия их вертикальной структуры (рис. 9). TS-кривая станции 5427 представляет **Субантарктические воды**, т.е. воды, расположенные к северу от Субантарктического фронта. Основными чертами служат довольно высокая температура воды на поверхности (около 7°C), наличие промежуточного минимума солености (34,11 ‰), соответствующего сформировавшейся в ЮПФЗ Антарктической Промежуточной водной массе (АПрВ), и, наконец, отсутствие характерных для антарктической структуры глубинных экстремумов температуры, хотя их слабые отголоски еще заметны. Следующий тип вод — воды самой **зоны Полярного фронта (ЮПФЗ)** — представлены кривой для станции 5426. Фронтальные процессы приводят к расширению, углублению и часто к раздвоению слоя температурного минимума, который здесь уже очень ослаблен ($+2^{\circ}\text{C}$) и через несколько миль к северу будет разрушен полностью. Температура воды на поверхности повышена до $4,4^{\circ}\text{C}$. Следующая кривая (ст. 5424) — это уже антарктическая структура к югу от Полярного фронта (ПФ), но вблизи от него, т.е. **воды Антарктического Циркумполярного течения (АЦТ)**. Температурный минимум довольно высок

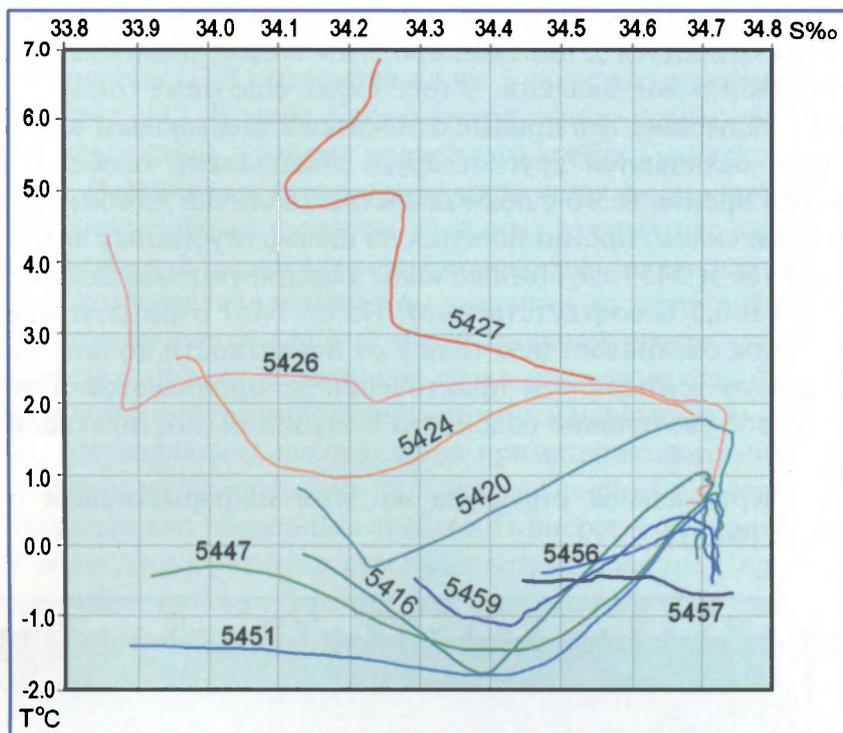


Рис. 9. TS-кривые для станций, представляющих разные типы вод на меридиональном разрезе по 167°30' в.д. (из работы Масленникова [1987]). Положение разреза см. на рис. 7,б

Fig. 9. TS-curves for stations at the section along 167°30' E. [Масленников, 1987]. The position of section is shown in Fig. 7,б

(около +1°C), но четко обозначен ее глубинный максимум (2,1°C). На кривой для ст. 5420 T_{\max} снижается уже до величины 1,84°C. Это воды того же АЦТ, но относящиеся к его южной периферии. Характерно сужение слоя T_{\min} , величина которого становится отрицательной (-0,25°C). Переход к следующему типу вод, **смешанным водам, заполняющим КР**, происходит скачкообразно. Они состоят из вод южной периферии АЦТ и вод высокоширотной модификации и отличаются от предыдущей структуры прежде всего пониженными величинами обоих температурных экстремумов, T_{\max} (0,8–1,1°C) и T_{\min} (от -1,3 до -1,8°C). На кривой для ст. 5416, представляющей данный тип вод, эти глубинные экстремумы были равны 1,12 и -1,79°C соответственно. Поскольку разрез расположен на крайней западной периферии КР, то величины T_{\max} в зоне смешанных вод ниже, чем в основном массиве вод

круговорота. Там Тмакс колеблется в диапазоне 1,20–1,45°C. Станции 5447 и 5451 относятся к высокоширотным водам, охватывающим обширный район о-вов Баллени. В них Тмакс еще ниже (около 0,75°C). Наконец, следующие три кривые относятся к шельфовым водам моря Росса. Они отличаются друг от друга локальными особенностями, связанными прежде всего с возможностью (наличие ложбин, секущих материковый склон) проникновения на шельф глубинных вод. Так, на станциях 5456 и 5459 глубинные воды генерируют максимум температуры (0,3 и 0,5°C соответственно). На ст. 5457 отрицательная температура воды охватывает всю толщу от поверхности до дна. Глубинный максимум температуры практически не проявляется. При этом видно быстрое увеличение солености с глубиной, достигающей у дна 34,743 ‰.

Общая вертикальная структура на этом информативном разрезе показана на рис. 10.

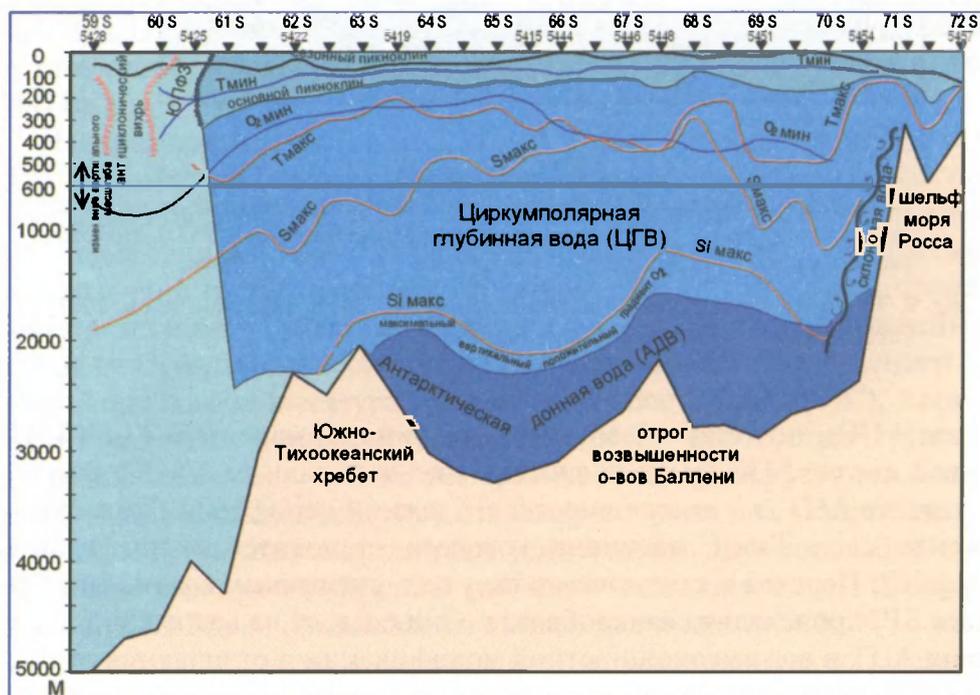


Рис. 10. Схема вертикальной структуры вод на разрезе по 167°30' в.д. (НИС «Профессор Визе», лето 1985/86 г.)

Fig. 10. Scheme of the vertical water structure at section along 167°30' E (RV «Professor Vize», AARI, summer 1985/86)

ЦГВ в районе морей Содружества и Космонавтов

В этом районе ЦГВ смещается на юг и подходит довольно близко к материку (рис. 11). В море Космонавтов вынос южных вод на север осуществляется лишь в районе подводного хребта Гуннерус в западной части моря. Восточная и центральная части моря Космонавтов характеризуются очень слабым выносом холодных южных вод на север. Это подтверждается как распределением морского льда, так и дрейфом айсбергов. На относительно небольшом удалении от свала глубин их количество резко снижается (до 1–2 на 16-мильной шкале локатора). Все они прижаты к склону, и их число резко возрастает там. Прижимной характер вызван поперечной циркуляцией в направленном на запад потоке вод, составляющих южную ветвь приматерикового циклона. Как было отмечено выше, довольно сильное отклонение в северную сторону наблюдается над подводным хребтом Гуннерус в западной части моря. Эти воды, подхваченные северной ветвью циклона, препятствуют проникновению сюда глубинных вод с высокими значениями Тмакс. Так что здесь Тмакс колеблется в от 1,3 до 1,6°С. Над хребтом Гуннерус его величины понижаются до 0,4–0,5°С.

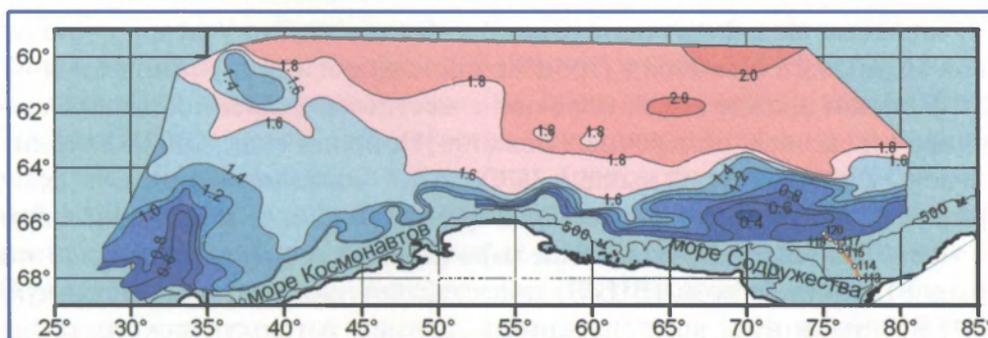


Рис. 11. Распределение глубинного максимума температуры воды (Тмакс) в районе морей Космонавтов и Содружества (из работы Бибика и др. [1988])

Fig. 11. Distribution of deep maximum of water temperature (Tmax) in the Cosmonaut Sea and Prydz Bay region [Бибик и др., 1988]

В районе моря Содружества вынос вод на север осуществляется на участке 65–68° в.д. Это приводит к формированию приблизительно в координатах между 64–66° ю.ш. и 65–75° в.д. области циклонического обращения вод, заполненной высокоширотными водами с Тмакс 0,4–1,2°С, т.е. с сильно трансформированной Верхней Глубинной водной массой (ВЦГВ) [Smith et al., 1984; Бибик и др., 1988].

ЦГВ на материковом шельфе

Проникновение глубинных океанических вод в пределы материкового шельфа наблюдается в большинстве антарктических морей. В некоторых из них этот процесс весьма затруднен и связан большей частью с ложбинами, прорезающими склон и имеющими продолжение на шельфе. В других местах доступ глубинных вод на шельф более открыт, что определяется в основном геоморфологическими причинами: пониженной глубиной порога, относящегося к системе шельф-склон, меньшей крутизной материкового склона, отсутствием превышения порога над шельфовой областью. Проникновение океанических вод на шельф в Антарктике ведет к появлению там антарктического криля (*Euphausia superba*) [Lascara et al., 1999], вида, строго говоря, не считающегося обычным поселенцем этих участков. Однако в некоторых случаях, как мы увидим ниже, он образует там крупные скопления и даже нерестится. Диатомовые водоросли, составляющие основу пищи криля, также могут доминировать в планктонном сообществе шельфа Антарктического п-ова только при условии проникновения туда и подъема ВЦГВ [Prezelin et al., 2000].

Одним из наиболее открытых участков для океанических вод является **западный шельф Антарктического п-ова** (особенно участок с юга до о-вов архипелага Палмера). Процесс проникновения глубинных вод на шельф связан прежде всего, конечно, с местными особенностями рельефа дна, с наличием поперечных ложбин [Hofmann et al., 2002]. Глубинные воды с температурой выше $1,25^{\circ}\text{C}$ здесь — явление обычное. В некоторых местах Тмакс превышает $1,5^{\circ}\text{C}$ (конечно, ближе к внешней части шельфа). Трансформируясь на шельфе (прежде всего, охлаждаясь), эта верхняя глубинная вода (ВЦГВ) представляет уже модифицированную (МЦГВ) глубинную воду западного шельфа Антарктического п-ова [Smith et al., 1999]. По всей видимости, проникновение глубинных вод на шельф происходит в результате поперечной циркуляции в системе течений шельф-склон, вызванной интенсивным таянием льда на шельфе и формированием легкой поверхностной воды. Сток этой воды в океаническую сторону компенсируется переносом глубинных вод, направленным в сторону побережья [Potter and Paren, 1985]. В свою очередь, ее подъем на шельфе является тем источником тепла, который поддерживает таяние льда и соответствующую поперечную циркуляцию. Вообще влияние расположенных близко к поверхности теплых глубинных вод на шельфе Антарктиды может быть причиной образования полыней.

Шельф Антарктического п-ова — район, пожалуй, максимальной в Антарктике межгодовой изменчивости океанологических показателей. Это относится, по-видимому, и к степени проникновения ЦГВ. Современный период (как мы увидим ниже, с 1978 г. по настоящее время) характеризуется интенсификацией процессов в атмосфере и в океане в высоких широтах Южного полушария [Масленников, 2002В]. Можно предположить, что потепление, наблюдающееся за последние 50 лет в районе западного шельфа Антарктического п-ова (единственный район явного потепления в Антарктике), и в частности разрушение двух шельфовых ледников, могут быть связаны с многолетними колебаниями интенсивности АЦТ в восточной части тихоокеанского сектора Антарктики. Последние, в свою очередь, в большой степени определяются режимом и интенсивностью Эль-Ниньо вкуче с состоянием поля атмосферного давления над умеренными и высокими широтами, показателем которого служит индекс Антарктического колебания. Подробнее об этом будет сказано в последующих разделах.

Антарктическая Донная водная масса (АДВ)

АДВ — весьма важный элемент антарктической структуры водной толщи как по объему, так и по значимости в глобальной океанической системе. Она охватывает придонные слои всех океанов как наиболее тяжелая водная масса. Что касается задач данной работы, то роль антарктических донных вод в жизненных процессах, протекающих в верхней 1000-метровой толще, конечно, невелика. Использование свойств донных вод в качестве фронтальных индикаторов также минимально. Однако для завершения общей картины вертикальной антарктической структуры предлагается краткая характеристика этой водной массы, особенностей ее формирования. Нужно отметить, что одним из главных звеньев формирования АДВ служит возможность проникновения на шельф и трансформация там ЦГВ.

Районами, где происходит образование основной массы АДВ, являются моря Уэдделла [Gill, 1973; Foster, Carmack, 1976; Killworth, 1977] и Росса [Jacobs et al., 1970], хотя подобные, но менее масштабные, процессы отмечены и в других районах вокруг Антарктиды. Для этого обязательны: достаточно широкий материковый шельф, наличие источника образования плотной воды (зимнее льдообразование с летним выносом льда за пределы шельфа, наличие шельфовых ледников), циркуляция, способствующая выносу плотной воды и сползанию ее по склону,

формирование склоновой воды, состоящей из нескольких компонентов шельфовых, склоновых и океанических структур, физическая возможность достижения дна плотной склоновой водой [Killworth, 1983]. Антарктическая донная вода распространяется по всему Мировому океану. Главную роль при этом играет АДВ, сформированная в районе моря Уэдделла. Она максимальна по объему и имеет пути проникновения в Атлантику. Донная вода моря Росса блокирована с севера Южно-Тихоокеанским поднятием, и, по-видимому, ее роль в режиме Мирового океана невелика. Она описывает циклоническую циркуляцию в западной части глубоководной котловины Беллингаузена. Сюда возможен заток донной воды с северной стороны хребта через разломы Удинцева и Элтанин [Gordon, 1967]. Это подтверждается и данными, полученными в экспедиции НИС «Профессор Визе» и «Профессор Зубов» летом 1985/86 г., в частности, распределением температуры на горизонте 3000 м (рис. 12). К северу от хребта очевиден иной тип донной воды [Антипов и др., 1988].

Антарктическая Донная водная масса (АДВ) подстилает ЦГВ, но лишь в районах формирования донных вод можно попытаться их разде-

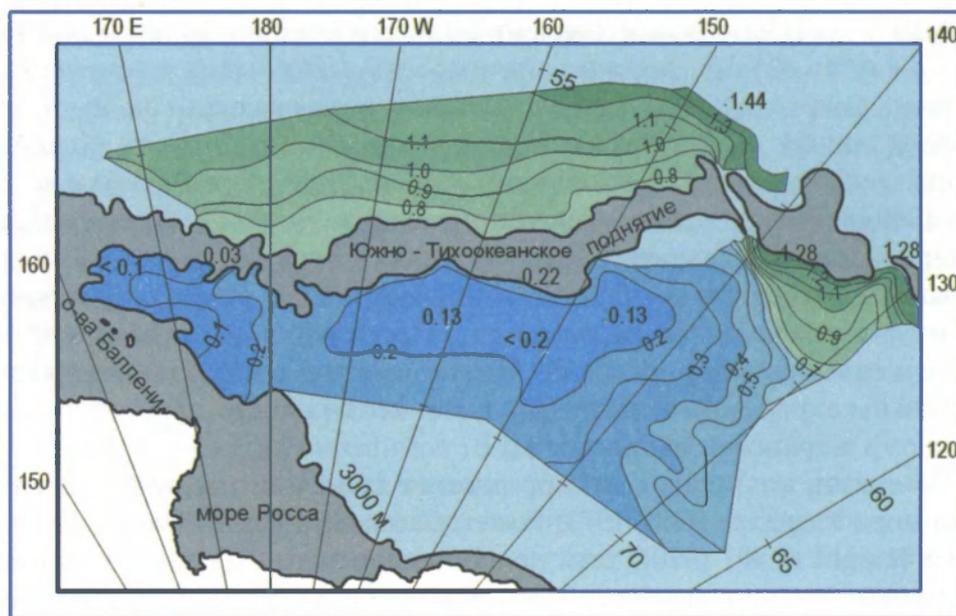


Рис. 12. Распределение температуры воды на горизонте 3000 м (из работы Антипова и др. [1988])

Fig. 12. Distribution of water temperature at 3000 m [Антипов и др., 1988]

лить по нарушению монотонности изменений характеристик с глубиной в результате погружения смешанных вод, ведущего, например, к образованию донных вод с повышенной соленостью, как в районе моря Росса. Возможно их инверсионное распределение, например, пониженная соленость у дна (как в районе моря Уэдделла) при общем возрастании ее с глубиной, пониженное содержание кремния также на фоне его роста с глубиной или повышенное содержание кислорода при естественном его снижении с глубиной. В случаях затруднений с выделением АДВ условно можно принять за общий критерий к их принадлежности следующие показатели: $T < 0$ и $S = 34,60-34,72$ ‰, как предлагают авторы работы [Smith et al., 1984], ссылаясь на Гордона [Gordon, 1971A] и др. [Carmack, 1977].

Гидрологические фронты

Мы рассмотрели некоторые особенности вертикальной структуры антарктических вод. Структурный тип у них практически один. Однако существуют некие пространственные отличия в пределах этого структурного типа, определяемые прежде всего пребыванием в разных климатических условиях. Отсюда известная физическая и биологическая зональность в Антарктике [Gordon et al., 1977; Deacon, 1982]. Постепенность изменений океанографических показателей в меридиональном направлении в определенных местах прерывается их резким скачком. Такие высокоградиентные зоны, или гидрологические фронты, разделяющие разные водные массы или разные структурные типы вод, не всегда имеют широтную направленность, довольно часто испытывая меридиональные отклонения [Иванов, 1959]. Это связано как с асимметрией распределения воды и суши и связанной с этим явлением асимметрией атмосферных и океанографических явлений, так и с развитием крупномасштабных циклонических приматериковых круговоротов.

Каждая из модификаций вод имеет свой биологический облик. Прежде всего это относится к планктонному сообществу, определенный набор видов которого явно превалирует в разных типах вод. Так что океанографические границы (фронты) в Антарктике несут функции экологических и иногда биогеографических границ [Макаров и др., 1990]. Это не означает, конечно, полную их непроницаемость. Таким образом, различия между сообществами определяются различиями в

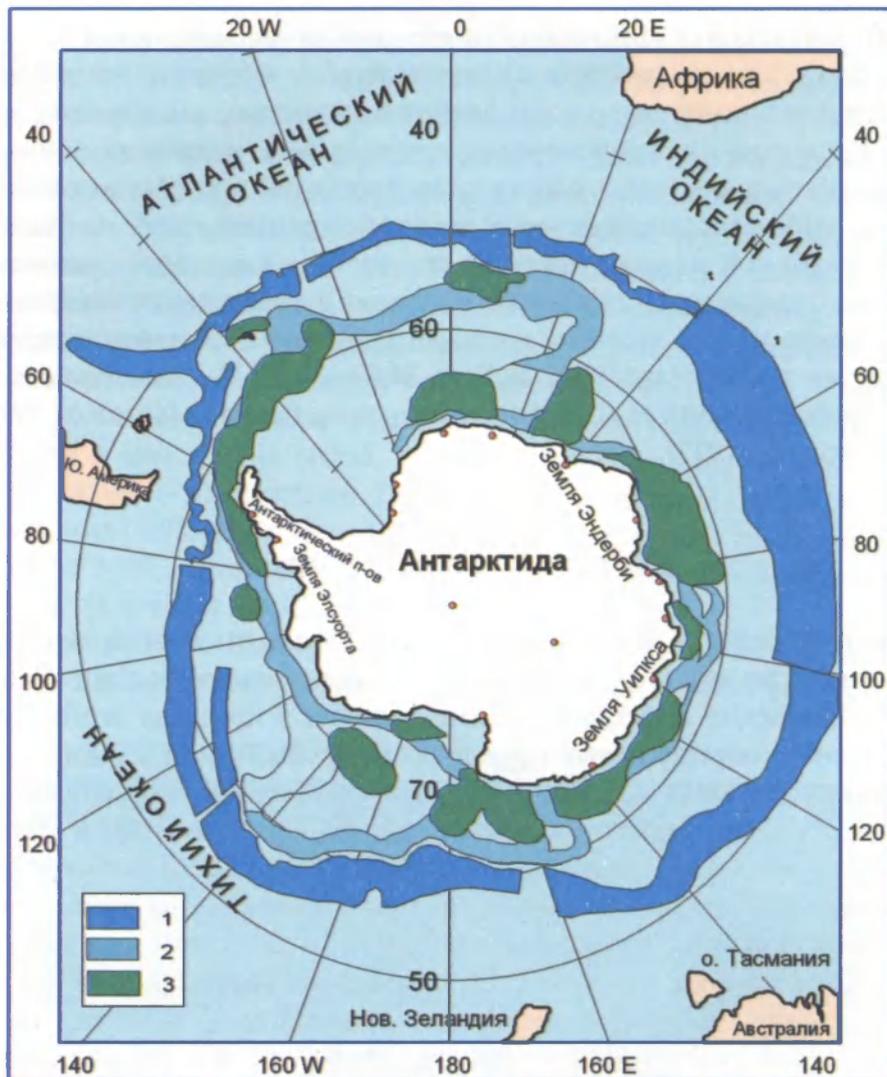


Рис. 13. Пространственная структура антарктических вод и распределение антарктического криля (*Euphausia superba* Dana): 1 — Южная Полярная фронтальная зона (ЮПФЗ) по: 10–30° в.д. [Саруханян, Смирнов, 1986], 30–40° в.д. [Lutjeharms, 1985], 40–100° в.д. [Nowlin, Klinck, 1986], 80–160° в.д. [Edwards, Emery, 1982], 165° в.д. — 130° з.д. [Антипов и др., 1987], 130–80° з.д. [Gordon, 1967], 80–45° з.д. [Саруханян, Смирнов, 1986], 40–25° з.д. [Зозуля и др., 1993]; 2 — Вторичная фронтальная зона Антарктики (ВФЗА) [Масленников, Попков, 1988]; 3 — положение наиболее плотных скоплений криля [Макаров и др., 1993]

Fig. 13. Spatial structure of Antarctic waters and distribution of Antarctic krill (*Euphausia superba* Dana): 1 — Southern Polar Frontal Zone (SPFZ) at: 10–30° E [Саруханян, Смирнов, 1986], 30–40° E [Lutjeharms, 1985], 40–100° E [Nowlin, Klinck, 1986], 80–160° E [Edwards, Emery, 1982], 165° E — 130° W [Антипов и др., 1987], 130–80° W [Gordon, 1967], 80–45° W [Саруханян, Смирнов, 1986], 40–25° W [Зозуля и др., 1993]; 2 — Secondary Antarctic Frontal Zone (SAFZA) [Масленников, Попков, 1988]; 3 — position of densest concentration of krill [Макаров и др., 1993]

обилии в них видов-индикаторов [Пахомов, 1993] При этом во фронтальных зонах пространственные изменения этого обилия происходят скачкообразно.

Общая пространственная структура антарктических вод и положение основных гидрологических фронтов представлены на рис. 13.

Южная Полярная фронтальная зона (ЮПФЗ)

Северной границей вод антарктического структурного типа служит ЮПФЗ — четко выраженный климатический раздел между антарктической и умеренной (традиционно называемой субантарктической) зонами Мирового океана. Широтное положение ЮПФЗ (ее южной границы) колеблется от 48° ю.ш. в восточной части атлантического и западной части индоокеанского секторов до 64° ю.ш. в центральной и восточной частях тихоокеанского сектора (см. рис. 13). Пространственную структуру ЮПФЗ можно представить на примере довольно хорошо изученного ее участка, расположенного к северу от о-ва Южная Георгия. Здесь в 1987–1989 гг. сотрудниками ВНИРО были проведены шесть полигонных комплексных съемок с борта РТМС «Возрождение». Судя по полученным результатам, структура ЮПФЗ включает в себя следующие элементы. Так называемые жгуты — участки ЮПФЗ, объединяющие две высокоградиентные зоны, соответствующие Субантарктическому и Полярному фронтам (САФ и ПФ), в единое образование [Зозуля и др., 1990; Белкин и др., 1992; Зозуля и др., 1993; Масленников, 1995]. Наблюдаются они большей частью в атлантическом секторе. Это связано, скорее всего, с общей обостренностью океанологических процессов в силу развития круговорота Уэдделла (КУ). В других секторах ЮПФЗ шире и, соответственно, менее градиентна. Еще одним элементом структуры ЮПФЗ являются теплые антициклонические меандры, заполненные водами субантарктической природы. Именно их активность определяет пространственную структуру полей гидрофизических характеристик [Maslennikov, Zozulia, 1988]. Холодные воды затягиваются вдоль восточной периферии этих теплых меандров на север зоны. Эти внедрения довольно узки и не занимают столь большие площади, как теплые. В результате меандрирования САФ и ПФ, внедрения и трансформации контрастных вод происходит формирование транзитной зоны. Ее ширина зависит от степени меандрирования зоны.

Наиболее широка ЮПФЗ в индоокеанском секторе. Это объясняется отклонением к северу (под воздействием рельефа дна) потока, соответствующего Субантарктическому фронту [Белкин, 1990]. Широтное положение ПФ имеет тенденцию к смещению, напротив, к югу как результат общей направленности АЦТ восточнее КУ. За счет такого разбегания фронтов транзитная зона сильно расширяется (до 300–400 миль и более). Однако нет сомнений, что она является естественным звеном в непрерывном циркумполярном распространении ЮПФЗ.

Наконец, следует отметить ту часть ЮПФЗ в тихоокеанском секторе, где наблюдается ее раздвоение. Причиной формирования дивергентной зоны служит резкое изменение направления потока вод в районе глубинных разломов Удинцева и Элтанин в Южно-Тихоокеанском поднятии [Gordon, 1967]. Механизм этого явления не совсем ясен. Думается, что он связан с генерацией вихрей на выходе из зоны разлома Удинцева. Эта волна постепенно затухает к востоку. А.Л. Гордон проследил ее приблизительно до 108° з.д.

Выделение границ ЮПФЗ ориентируется как на изменение количественных показателей (прежде всего температуры и солености вод на разных глубинах), так и на динамические признаки, характеризующие начало и развитие фронтальных процессов [Gordon, 1971В; Gordon et al., 1977; Антипов и др., 1987]. Обратимся вновь к результатам полигонной съемки ЮПФЗ севернее о-ва Южная Георгия. Перечислю основные признаки, используемые для определения положения Полярного фронта (южной границы ЮПФЗ):

- 1) сильное расширение холодного слоя, что особенно хорошо проявляется на фоне стабильного, спокойного распространения холодного слоя в антарктической зоне;
- 2) разделение ядра холодного слоя на отдельные слои (как правило, его раздвоение);
- 3) резкое заглубление ядра холодного слоя;
- 4) разрушение или сильное ослабление термоклина, разделяющего холодный слой и подстилающую его теплую глубинную водную массу;
- 5) относительно резкое (в направлении с юга на север) увеличение температуры воды на поверхности и на подповерхностных горизонтах;
- 6) обязательное опускание изогалин в направлении с юга на север.

Все эти показатели должны проявляться в комплексе. При этом количественные показатели, конечно, учитываются, но они не являются руководящими.

Для выделения Субантарктического фронта (северной границы ЮПФЗ) существуют следующие критерии:

- 1) хорошо выраженный (что значительно упрощает весь процесс анализа) рост поверхностной температуры воды в северном направлении;
- 2) рост поверхностной солёности в том же направлении;
- 3) резкий наклон изогалин, связанный со струей, соответствующей САФ;
- 4) характерное разбегание изогалин — показатель формирования почти гомохалинного слоя в субантарктических водах;
- 5) признаки образования слоя минимума солёности, ядра Антарктической Промежуточной водной массы (АпрВ).

Некоторые из перечисленных явлений показаны на рис. 14,а. Примером пространственной структуры ЮПФЗ могут служить данные одной из шести полигонных съёмок, выполненной в октябре — ноябре 1987 г. (см. рис. 14,б).

Высокая динамическая активность ЮПФЗ сопровождается сильной изменчивостью. К такому выводу привели результаты использования в экспедиции на РТМС «Возрождение» станции приема и обработки спутниковой информации «Nesdus-70» (Япония). Причем существенные пространственные колебания развития и положения меандров (и с ними самих границ фронтальной зоны) видны даже в синоптическом масштабе времени и измеряются сутками. Не всегда удается получить качественное изображение поверхностной температуры воды в инфракрасном диапазоне излучения в связи с сильным развитием облачности (в 70–75% случаев отмечалась облачность 8–10 баллов). Однако в отдельные благоприятные периоды времени можно иметь прекрасные изображения (рис. 15), которые позволяют вести исследования изменчивости ЮПФЗ [Масленников, Хомутов, 1990]. Можно констатировать следующие черты синоптической изменчивости в пределах ЮПФЗ: резкие подвижки крупных масс воды, совершающиеся внезапно и быстро; резкое начало развития западного теплого меандра (похоже, и других тоже), сопровождающееся очень высокими скоростями течений (до 4 уз. и выше, по неоднократным измерениям сноса судна при безветренной погоде); столь же резкое ослабление адвекции вод в пределы меандров, постепенная изоляция последних и трансформация заполняющих их вод. При этом однозначная связь с характером атмосферной циркуляции (в частности, с полем ветра) исключается. Заметна роль рельефа дна, хотя глубины здесь превышают 4000–5000 м.

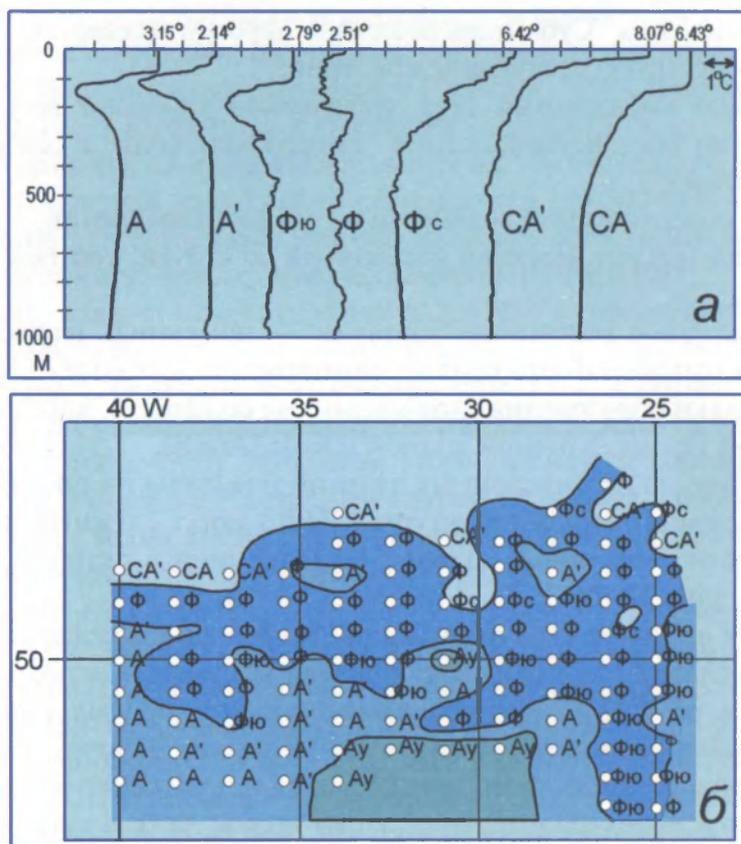


Рис. 14. Кривые вертикального распределения температуры воды на разрезе, сечением ЮПФЗ (по Зозуле и др. [1993]) (а) [А — вода «чистой» антарктической структуры; А' — вода антарктической структуры с признаками приближения фронта; Фю — вода южной границы (т.е. Полярного фронта) ЮПФЗ; Ф — вода фронтальной структуры с признаками как антарктических, так и субантарктических вод; Фс — вода северной границы (т.е. Субантарктического фронта) ЮПФЗ; СА' — вода субантарктической структуры с признаками приближения фронта; СА — вода «чистой» субантарктической структуры] и структура ЮПФЗ (б) на полигоне севернее о-ва Южная Георгия (по Зозуле и др. [1993]). Съемка выполнена в октябре — ноябре 1987 г. Обозначения, как на рис. 14,а. Добавлено: Ау — сильно трансформированные воды моря Уэдделла

Fig. 14. Vertical distribution of water temperature at the section across the SPFZ [Зозуля и др., 1993] (а) [А — water of «pure» Antarctic structure; А' — water of Antarctic structure with the symptoms of nearing to the front; Фю — water the SPFZ southern boundary (the Polar Front); Ф — water of the frontal structure with the symptoms of both antarctic and subantarctic waters; Фс — water of the north SPFZ boundary (Subantarctic Front); СА' — water of subantarctic structure with the symptoms of nearing to the front; СА — water of «pure» subantarctic structure] and structure of SPFZ (б) north S. Georgia island (X–XI 1987) [Зозуля и др., 1993], as in Fig. 14,а, except Ау — transformed Weddell Sea water

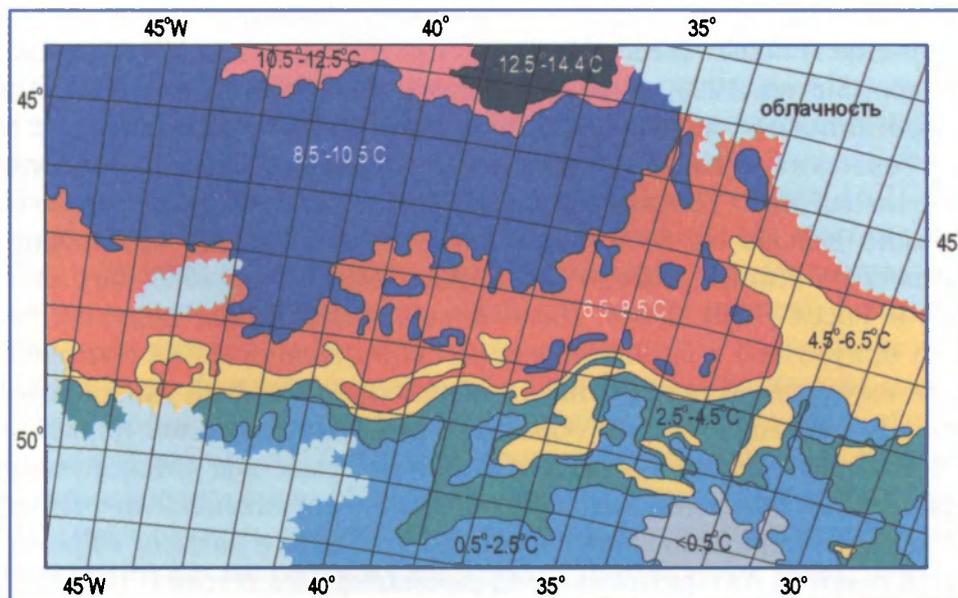


Рис. 15. Схема ИК-изображения района ЮПФЗ 15 декабря 1987 г. (NOAA 09) (по Масленникову, Хомутову [1990])

Fig. 15. IR-representation of SPFZ, December 15, 1987 [Масленников, Хомутов, 1990]

*Вторичная фронтальная зона Антарктики (ВФЗА),
или Фронт южной границы Антарктического
Циркумполярного течения (ЮАЦТФ)*

Наряду с ЮПФЗ — четко выраженным разделом между крупными структурными единицами Мирового океана (субантарктическими и антарктическими водами) в Антарктике, формируются менее контрастные фронтальные разделы. Они образуются между разными модификациями вод внутри одного климатического структурного типа — антарктических вод. Это так называемая Вторичная фронтальная зона Антарктики, которая разделяет воды высокоширотной модификации и воды южной периферии АЦТ. Эти два типа вод формируются в разных климатических зонах и в разных крупномасштабных динамических системах. Еще Д. Диконом было выявлено существование фронтальной зоны в южной части моря Скоша, которую он назвал «слиянием вод морей Уэдделла и Беллинсгаузена» [Deason, 1933]. В дальнейшем название

фронта изменилось на «слияние вод морей Уэдделла и Скоша» в связи с получением новых сведений о динамике местных вод [Gordon, 1967; Patterson, Sievers, 1980]. В 60-х годах работами ВНИРО на НПС «Академик Книпович» было существенно уточнено его положение, и с тех пор в советских научных публикациях укрепилось название «Вторичная фронтальная зона» [Богданов и др, 1969]. Ее распространение было обнаружено дальше на восток на стыке вод АЦТ и вод круговоротов Уэдделла [Whitworth, Nowlin, 1987; Bagriantsev et al., 1989; Orsi et al., 1993] и Росса [Reid, 1986]. Дальнейшие исследования показали, что ВФЗА приурочена к циркумполярной цепи циклонических круговоротов (к их северной периферии), развивающихся вблизи материкового склона Антарктиды. Таким образом, этот фронт оказался циркумполярной особенностью структуры антарктических вод [Масленников, Попков, 1988; Масленников, 1995]. В 1995 г. американскими учеными был выделен циркумполярный фронт, который они назвали «Фронтом южной границы Антарктического циркумполярного течения» (ЮАЦТФ) [Orsi et al., 1995]. По существу это та же ВФЗА.

Широтное положение фронта определяется пространственными колебаниями АЦТ. В районах, где АЦТ отклоняется к северу, происходит, соответственно, более мощный вынос высокоширотных вод на север. Отклонения АЦТ на юг приводят к тому, что рассматриваемая зона смещается к югу и часто бывает приурочена непосредственно к материковому склону. Воды высокоширотной модификации расположены между ВФЗА с севера и бровкой материкового шельфа с юга. Этими водами заполнены приматериковые циклонические круговороты, как крупномасштабные (КУ и КР), так и относительно небольшие (севернее моря Содружества), развивающиеся непосредственно вблизи материкового склона (большая часть Восточной Антарктиды) с незначительным удалением их северной периферии от склона. В случае раздвоения ВФЗА внутренняя часть заполняется смешанными водами, несущими долю вод высокоширотной модификации и южной периферии АЦТ. Такие раздвоения наблюдаются, например, в районе морей Дейвиса и Моусона. Но наиболее масштабно это происходит на 150–160° в.д., западнее о-вов Баллени. В результате северная ветвь отклоняется все дальше от материка, следуя южному склону Южно-Тихоокеанского поднятия. Именно она формирует северную границу КР, заполненного смешанными водами. Последнее свойство отличает его от КУ, центральная часть которого представлена «чистыми» высокоширотными водами.

Каждый из приматериковых циклонов независимо от его размеров характеризуется выраженным куполом, связанным с подъемом вод в центре круговорота, максимумом вертикальной скорости. Максимальные скорости горизонтальных течений, естественно, соответствуют периферийным участкам. Таким образом, здесь обнаруживается совершенно определенная связь с Антарктической Дивергенцией (АД). Определяемая по максимальной вертикальной компоненте подъема вод, она, по существу, аппроксимируется линией, соединяющей центральные части приматериковых циклонов. Понятно, что физический фронт, т.е. максимум горизонтального градиента характеристик и максимум скорости течения, будет зафиксирован на периферийных участках циклона. В частности, это будет происходить с севера, где его воды взаимодействуют с водами АЦТ, т.е. с водами иной динамической системы. Примером хорошо выраженных апвеллингов, которые мы ассоциируем с АД, могут служить центральные части приматериковых циклонов в районе морей Космонавтов и Содружества [Бибик и др., 1988]. Это видно из распределения температуры воды на горизонте 100 м (рис. 16).

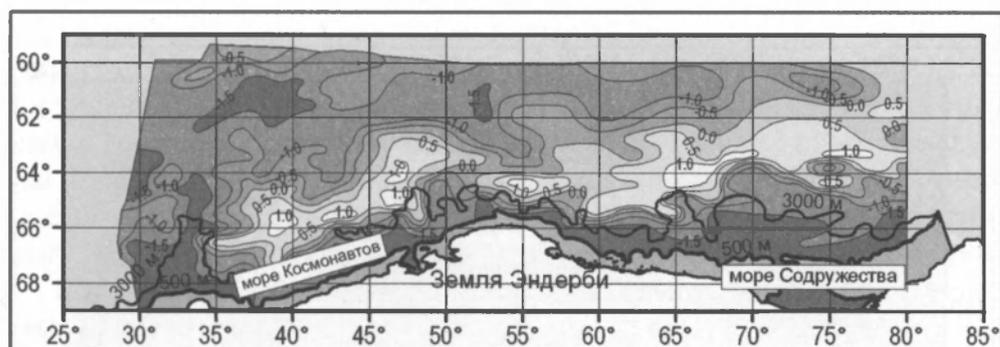


Рис. 16. Распределение температуры воды на горизонте 100 м в районе морей Содружества и Космонавтов (по Бибику и др. [1988])

Fig. 16. Distribution of water temperature at 100 m in the Prydz Bay and Cosmonaut Sea regions [Бибик и др., 1988]

Внутри циклона создается своя специфическая вода, сохраняющая в основном все антарктические структурные элементы, но в измененном виде, благодаря вертикальному сдвигу вверх глубинных разделов водных масс и воздействию длительного пребывания в данной динамической системе на их характеристики (в том числе, естественно, и ядровые). Так что данный массив вод можно считать самостоятельным биотопом для специфического, отличного от смежных участков (зафронтальных)

биоценоза. Отсюда же вытекает, что АД нельзя рассматривать в качестве какой-либо границы, так как она не несет разделительных функций.

Существует несколько методов выделения ВФЗА. Все они основаны на различиях некоторых физических и химических характеристик каждой из модификаций вод. Пожалуй, наиболее репрезентативным показателем можно считать содержание кремния в поверхностном слое [Аржанова, 1974]. Если в водах АЦТ оно колеблется в пределах 5–40 мкг-ат/л, то в водах высокоширотной модификации его величины достигают 60–120 мкг-ат/л. Столь контрастная картина распределения кремния, естественно, сопровождается высоким горизонтальным градиентом его содержания в зоне фронта (рис. 17). Метод имеет, однако, свои недостатки. Весной и в начале лета в период цветения диатомовых водорослей интенсивное и неравномерное потребление кремния может затруднять анализ. Поэтому был предложен другой метод, заключающийся в изучении распределения величины Si/P, т.е. отношения содержания кремния и фосфора [Аржанова, Михайловский, 1980]. Этот метод основан на том, что диатомовые водоросли потребляют указанные элементы для построения клетки в соотношении 33:1. До начала вегетации

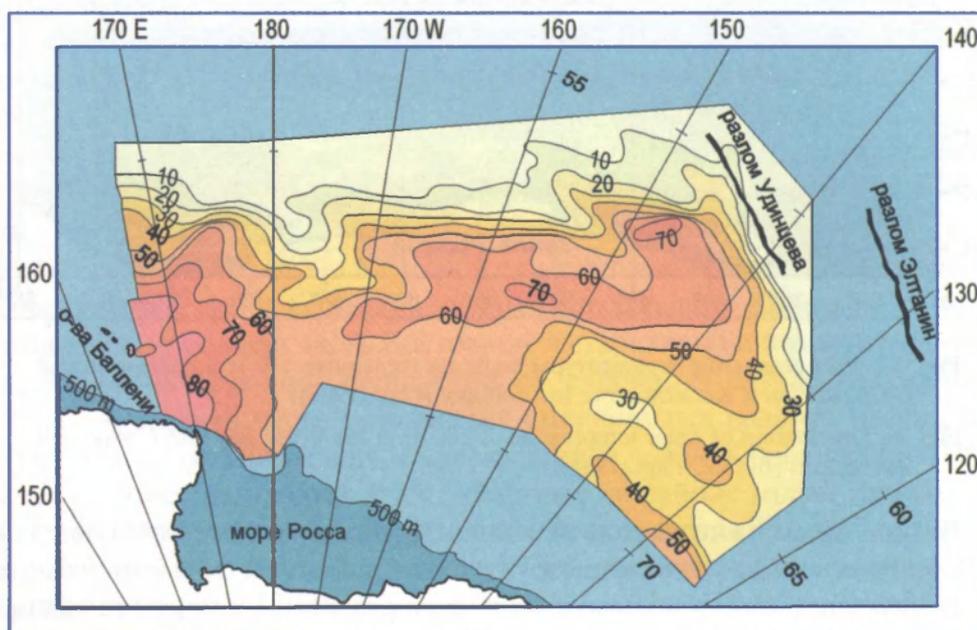


Рис. 17. Распределение кремния в поверхностных водах (в мкг-ат/л) круговорота Росса (по данным НИС «Профессор Визе», лето 1985/86 г.)

Fig. 17. Distribution of silicates at the surface (μM) in the Ross Gyre (RV «Professor Vize», 1985/86, summer)

отношение Si/P в водах АЦТ, как правило, не превышает 20, а в водах высокоширотной модификации оно, напротив, выше 35. Искомая зона располагается в районе, для которого характерно отношение в диапазоне 20–35. Более того, с началом цветения водорослей в районе, где отношение Si/P было меньше 33 (т.е. главным образом в водах АЦТ), будет происходить его дальнейшее уменьшение, а в районах, где отношение Si/P превышало 33, потребление этих элементов приведет к его увеличению. В результате — усиление контраста как раз в зоне фронта.

Наиболее распространенный метод выделения ВФЗА — анализ термических характеристик [Богданов и др., 1969; Солянкин, 1969; Stein, 1981]. При этом наилучшим показателем можно считать распределение величины глубинного максимума температуры (Тмакс), т.е. температуры ядра ВЦГВ. Если водам АЦТ свойственна Тмакс, равная 1,8–2,2°C, то в пределах вод высокоширотной модификации Тмакс понижается до 0,2–1,2°C. Таким образом, в зоне встречи высокоширотных глубинных вод с водами того же происхождения, но еще не испытавшими подобной трансформации в высоких широтах (т.е. с глубинными водами АЦТ), распределение Тмакс характеризуется повышенным горизонтальным градиентом (рис. 18). Нужно отметить, что выделение ВФЗА всеми тремя перечисленными методами практически не дает существенных расхождений. Нужно учитывать лишь тот факт, что в одном случае мы имеем дело с глубинным показателем (Тмакс), в других — с поверхностными. Поэтому иногда (часто в местах крутых поворотов течений) могут быть некоторые естественные расхождения [Масленников, 1987].

Пространственная структура ВФЗА довольно сложна. Это демонстрируют результаты проведенной в 31-м рейсе НИС «Профессор Зубов» (ААНИИ) в феврале 1982 г. съемки в южной части моря Скоша — северной части моря Уэдделла (рис. 19,а). В табл. 2 представлены величины показателей для всех типов контактирующих вод [Афанасьев, Масленников, 1983]. Собственно говоря, их два. Это воды АЦТ (см. рис. 19,л) и воды высокоширотной модификации, представленные главным образом водами моря Уэдделла (5). Типы 2, 3 и 4 представлены смешанными водами. Подтип 5Б в наибольшей степени подвержен влиянию вод, распространяющихся с запада (из пролива Брансфилд и района Южных Шетландских о-вов).

Итак, зоны повышенных градиентов Тмакс мы ассоциируем с зонами раздела между водами высокоширотной модификации (или смешанными, несущими достаточно большую долю последних) и водами АЦТ, т.е. с ВФЗА. В поле Тмакс существуют «размытые» участки

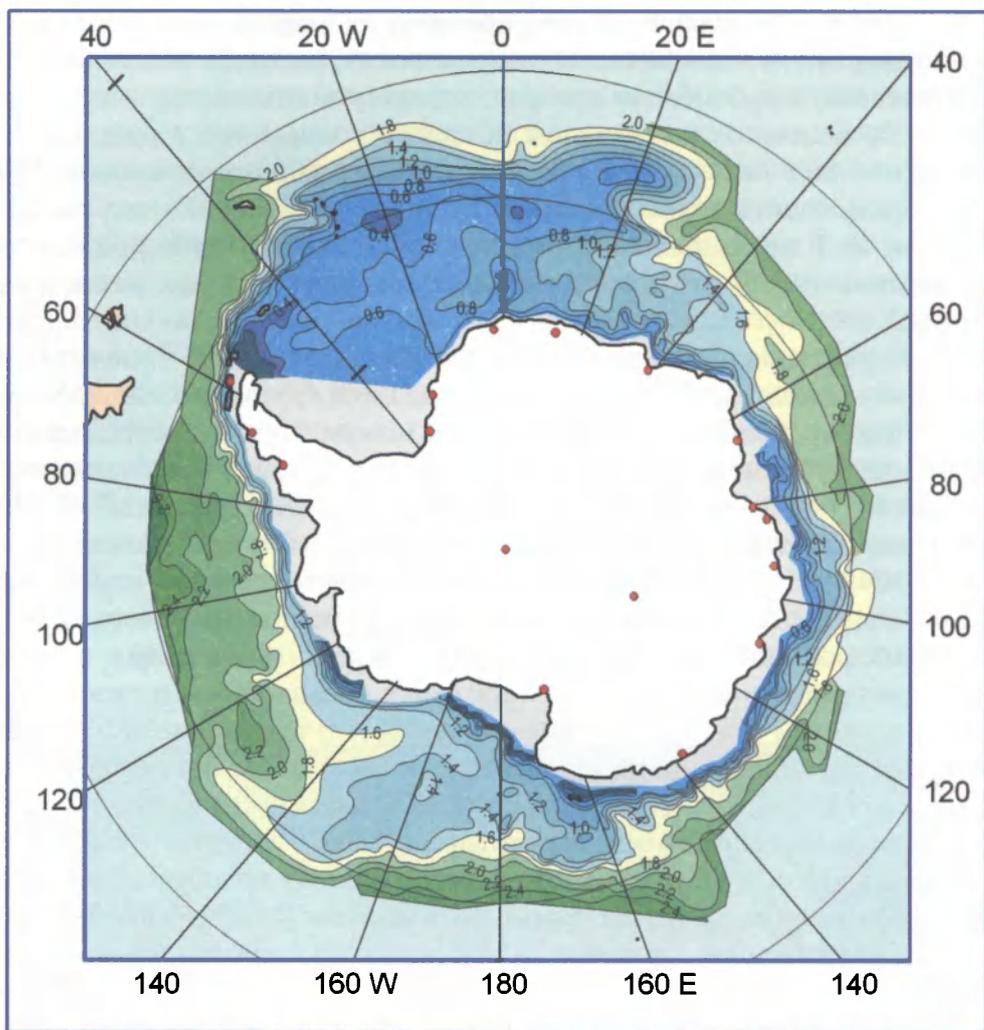


Рис. 18. Распределение глубинного максимума температуры воды (Тмакс) в Антарктике (по Масленникову, Попкову [1988])

Fig. 18. Distribution of deep temperature maximum (Tmax) in Antarctic [Масленников, Попков, 1988]

(см. рис. 18). Прежде всего они приурочены к двум районам замыкающих ветвей крупномасштабных круговоротов Уэдделла и Росса. В обоих случаях в качестве критерия при выделении ВФЗА можно использовать величину Тмакс 1,6–1,8°C.

ВФЗА демонстрирует сложную спиральную конфигурацию (см. рис. 13). Она то приближается почти вплотную к материковому склону, либо отклоняется от него лишь на 150–250 миль (как это наблюдается

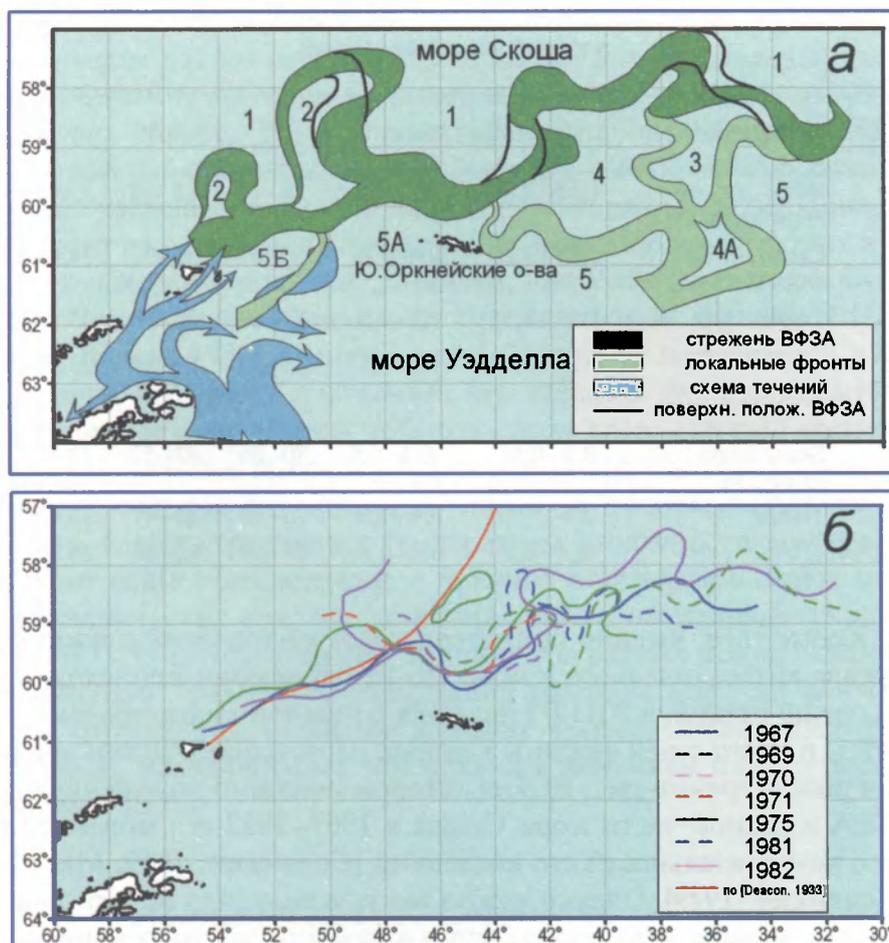


Рис. 19. Пространственная структура ВФЗА в южной части моря Скоша летом 1982 г. [Афанасьев, Масленников, 1983] (описание цифровых обозначений см. в тексте) (а) и изменения положения стрейжня ВФЗА в 1967–1982 гг. (б) [Maslennikov, Solyankin, 1988]

Fig. 19. Spatial structure of SFZA in the southern Scotia Sea, summer, 1982 [Афанасьев, Масленников, 1983] (а) and changes in the axis SFZA position in 1967–1982 (б) [Maslennikov, Solyankin, 1988]

в районе моря Содружества), то удаляется к северу на 700–900 миль (в районах круговоротов Уэдделла и Росса).

Роль ВФЗА в экосистеме Антарктики трудно переоценить. Она является одной из экологических границ. Это означает, что отдельные субпопуляции планктонов, которые формируют разные сообщества в своих биотопах, соответствуют водам разных типов. Это выражается в различиях как количественного, так и возрастного состава доминирующих

Таблица 2. Характеристика разных типов вод в районе ВФЗА в южной части моря Скоша

Номер на рис. 19,б	Тип воды	T _{макс} , °C	T _{пов.} , °C	Si, мкг-ат/л	Si/P	S ‰
1	Воды южной периферии АЦТ	1,65–2,00	1,7–4,5	18–42	15–30	33,85–34,00
2	Смешанные воды	0,85–1,20	2,0–2,8	50–67	30–37	34,05–34,30
3	То же	1,05–1,35	1,3–1,8	53–62	33–38	33,90–33,95
4 4А	—	0,70–1,00	1,1–2,1 0,4–0,6 (4А)	55–63	33–40	33,95–34,10
5	Воды моря Уэдделла	0,1–0,55	–0,4–0,9	70–85	42–52	33,80–33,95
5А	То же	0,1–0,30	0,4–1,9	75–90	43–47	33,60–34,40
5Б	—	0,1–0,0	0,0–0,8	77–97	42–45	34,35–34,60

форм. Кроме того, именно приматериковые круговороты служат основой ареала антарктического криля. По их периферии происходит массовый дрейф рачков, а ЮПФЗ является основной «магистралью» этого переноса, и часто с ней связаны главные нерестовые участки криля.

При рассмотрении рис. 19,б на котором показано положение стрежня ВФЗА в южной части моря Скоша в 1967–1982 гг., можно сделать вывод о незначительности его колебаний [Солянкин, 1969; Масленников, Солянкин, 1979]. Однако нужно иметь в виду, что все эти годы падают на так называемую теплую эпоху в развитии долговременных климатических колебаний. Можно предположить, что в период похолодания ВФЗА может быть продвинута к северу, хотя она вряд ли может соответствовать линии Дикона, установленной им в 20–30-е годы прошлого столетия (холодная эпоха) и также показанной на рис. 19,б.

Пришельфовый антарктический поверхностный фронт

Область материкового склона и бровки шельфа отличается наличием целого комплекса фронтов, весьма близких по географическому положению, но отличающихся по своей природе. С одной стороны, они могут быть объединены общей причиной — наличием естественного геоморфологического барьера в виде крутого (как правило) склона и при-

поднятой бровки шельфа (относительно самого шельфа). Общая причина и близкое расположение были поводом для их объединения под разными названиями: граница континентальных вод [Sievers, Emery, 1978; Sievers, Nowlin, 1984], пришельфовый фронт [Кляусов, Ланин, 1987], шельфово-склоновый фронт [Gordon, 1988]. Можно разделить достаточно уверенно поверхностный и глубинный фронты. Поверхностный фронт отражает взаимодействие разных типов шельфовых и океанических поверхностных вод. Пожалуй, наиболее удачным названием для него будет «Высокоширотный Пришельфовый фронт» (ВПШФ) [Кляусов, Ланин, 1987]. Он проявляется в слое от поверхности до глубины бровки шельфа. Естественно, что характер фронта испытывает четкие сезонные изменения в поверхностном слое, которые можно определить как наличие высокого горизонтального градиента температуры летом и сильное его снижение зимой. В подповерхностном слое (при очень слабых градиентах температуры и солености вообще), где шельфовые воды контактируют с зимним остаточным слоем (слоем Тмин) океанических вод, эти колебания почти отсутствуют [Кляусов, Ланин, 1987]. С другой стороны, слияние вод разных модификаций отмечено высоким градиентом содержания кремния, который часто проявляется круглый год, особенно в местах взаимодействия шельфовых вод с водами, находящимися под сильным влиянием близко расположенных вод АЦТ.

Антарктический Склоновый фронт

Склоновый фронт, в отличие от Пришельфового, относится к глубинным водам материкового склона. Он охватывает толщу вод от бровки шельфа вниз до континентального подножия. Именно здесь происходит эволюция глубинных вод (как приходной компоненты баланса масс) в поверхностные, склоновые, шельфовые и донные воды [Jacobs, 1991]. Фронт характеризуется повышенным горизонтальным градиентом температуры и солености благодаря вертикальному сдвигу водной толщи в связи с часто наблюдаемым наплывом и подъемом глубинных вод по склону [Jacobs, Comiso, 1989]. Кроме того, усилению градиента могут способствовать тяжелые холодные шельфовые воды, переливающиеся через бровку шельфа и омывающие склон (одно из звеньев возможного процесса формирования донных вод). Хорошо это выражено в районе шельфа моря Уэдделла [Foldvik et al., 1985] (рис. 20). При этом характерно отсутствие там Пришельфового фронта.

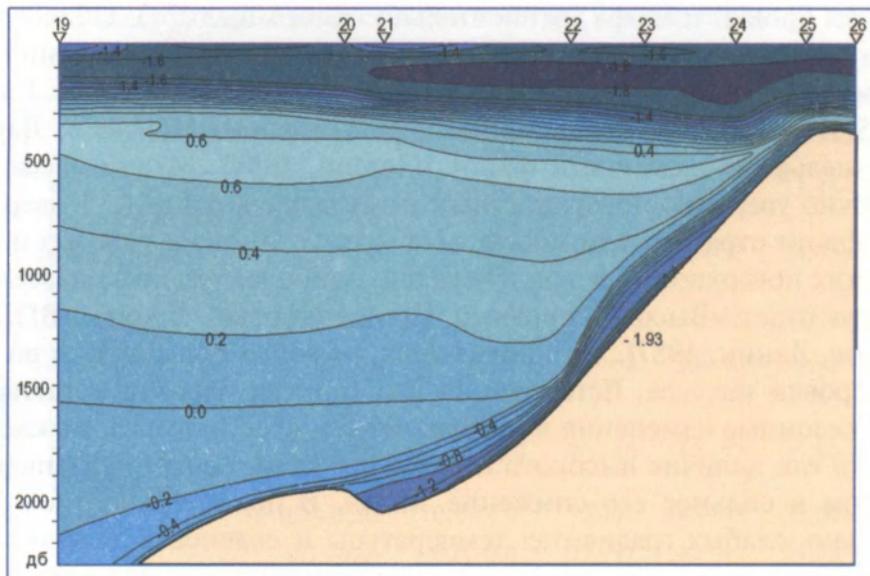


Рис. 20. Распределение потенциальной температуры воды на разрезе в море Уэдделла, секущем бровку шельфа на 36° з.д. [Foldvik et al., 1985]

Fig. 20. Distribution of water potential temperature at the section along 36° W in the Weddell Sea [Foldvik et al., 1985]

Подъем глубинных вод по склону индуцирует цепочку циклонических вихрей. Это вызвано также боковым сдвигом скорости восточного течения над материковым склоном в большей части индоокеанского и тихоокеанского секторов. В случаях относительно сильного отклонения в океаническую сторону северной ветви циклонов происходит географическое разделение ВФЗА, с одной стороны, и Пришельфового и Склонового фронтов — с другой. Иногда они могут практически совпадать по своему положению. В этом случае узкая зона апвеллинга, сопровождающего циклонические вихри над склоном, может ассоциироваться с Антарктической Дивергенцией. Это, например, возможно в море Беллинсгаузена и в некоторых морях, омывающих Восточную Антарктиду, т.е. там, где воды АЦТ почти вплотную подходят к склону, и в результате Антарктическая Дивергенция (это необходимое звено в динамической структуре антарктических вод южнее Антарктической Конвергенции) оказывается утерянной.

С. Джекобс отделяет Склоновый фронт от Границы континентальных вод [Sievers, Emery, 1978; Nowlin, Clifford, 1982; Jacobs, 1991]. В то же время он распространяет его действие на поверхностные воды, тем самым объединяя с рассмотренным выше Пришельфовым фронтом,

хотя и признает подповерхностную природу Склонового фронта. Локальные характеристики Склонового фронта весьма разнообразны. Они зависят от многих сопутствующих причин, и прежде всего от температуры глубинных океанических вод, участвующих в формировании фронта, от направления переноса этих вод вдоль склона, от крутизны склона и от глубины бровки шельфа. Сложная динамическая структура в районе материкового склона неизбежна, и одной из важных ее черт является развитие нескольких близко расположенных друг от друга течений противоположных направлений с повышенными скоростями (рис. 21).

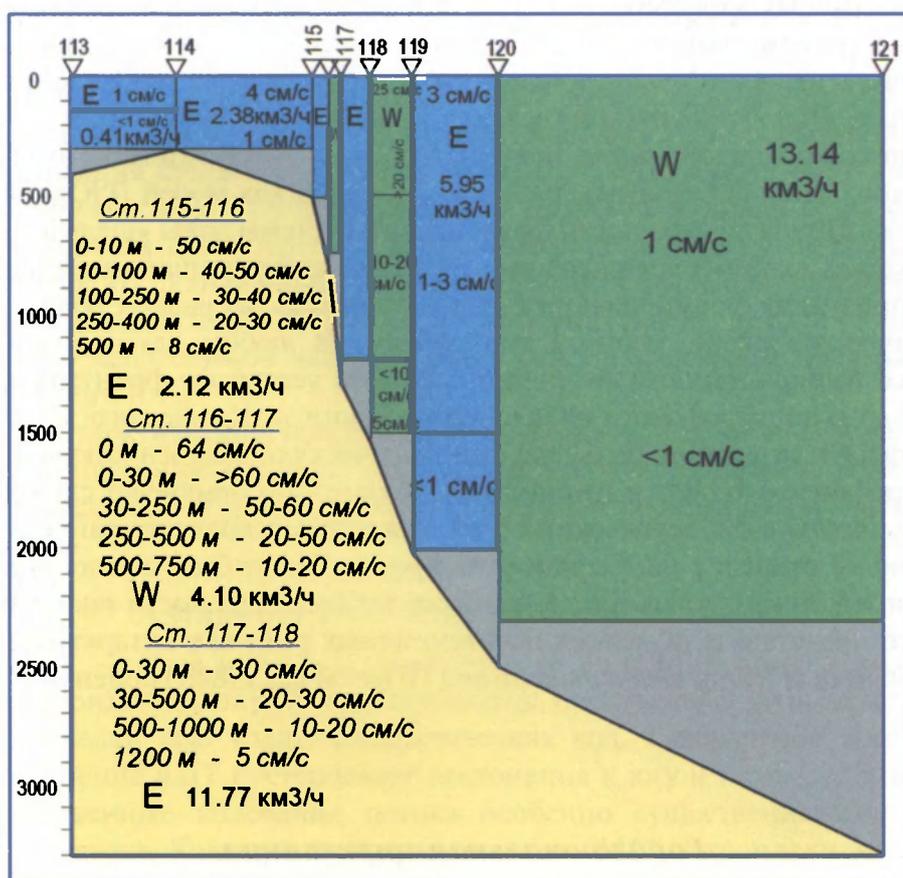


Рис. 21. Скорость и направление течений и их расходы между парами станций на разрезе в море Содружества, выполненном зимой (июль) 1997 г. с борта НЭС «Академик Федоров» (42-я РАЭ). Рисунок из рейсового отчета автора. Синим цветом обозначены течения, направленные на восток, зеленым — на запад

Fig. 21. Current velocity, direction and volume transport between stations at the section in the Prydz Bay (July, 1997, RV «Academic Fedorov»)

Итак, Склоновый фронт также, как Пришельфовый, естественно, циркумполярен, но в отличие от последнего он круглогодичен, не выражен на поверхности и относится к разряду глубинных фронтов. В некоторых случаях их географическое положение может совпадать (да и в любом случае они весьма близки по положению, но причины их формирования разные), так как существование и того, и другого определяется особенностями рельефа дна в зоне шельфа — материкового склона. Этим они отличаются от ВФЗА, географическое положение которой зависит только от крупномасштабной циркуляции вод и распространения их разных модификаций. Там, где воды АЦТ, отклоняясь к югу, сильно приближаются к материковому склону, возможно их распространение в непосредственной близости от Пришельфового и Склонового фронтов. Подобная ситуация может складываться, например, в районе материкового склона моря Беллинсгаузена и Антарктического п-ова (с тихоокеанской стороны), на некоторых участках морей Д'Юрвиля и Сомова. При всей сложности фронтальной системы зоны «шельф — материковый склон» перечисленные фронты надо различать в силу разных причин их формирования и, соответственно, их разной роли в биологической жизни местной гидробиоты. В любом случае наличие близко расположенного Вторичного фронта усиливает фронтальность местных Пришельфового и Склонового фронтов. Кроме того, Вторичный фронт, играющий большую фенологическую, экологическую и биогеографическую роль в Антарктике, обязательно привнесет специфические черты в биологический облик каждого конкретного района.

Биологическая роль Склонового фронта может быть представлена, например, привязкой к нему в процессе жизнедеятельности такого массового представителя мелких нототеноидных рыб, как антарктическая серебрянка (*Pleuragramma antarcticum*) [Шуст и др, 1984; Троценко и др., 1990].

Горизонтальная циркуляция

Особенности горизонтальной циркуляции антарктических вод определяют общую картину распределения свойств, положения фронтов, водных масс и их модификаций. Квазиустойчивые течения отвечают за транспортировку и перераспределение организмов в пределах их биотопов. Любые нарушения в системе течений неизбежно ведут к соответствующим отклонениям от нормы и в распределении разных групп

планктонного сообщества. Рассмотрим некоторые крупномасштабные черты поля течений в Антарктике, после чего обратимся к районам, наиболее интересным с точки зрения воздействия на биоресурсы, к локальным особенностям динамики вод.

Крупномасштабная циркуляция

Крупномасштабные формы циркуляции, относительно стабильные по направлению и расположению, являются основными узлами механизма расселения и количественного распределения криля. В силу относительно малых колебаний во времени и пространстве этих основных течений произошло приспособление рачков к динамическим условиям среды. Проявляется это во многих явлениях: 1) совпадение мест скапливания криля с участками, богатыми фитопланктоном, основной пищей рачков; 2) совпадение сроков созревания криля и массового приноса этих половозрелых особей в места, благоприятные для их механического скапливания; 3) разделение путей дрейфа половозрелых особей и молоди; 4) обеспечение возврата (после циркуляционного дрейфа) необходимой части рачков в основу ареала для поддержания популяции и т.д.

В антарктическом поясе можно выделить три основные зональные циркуляционные системы: Антарктическое Циркумполярное течение (АЦТ), система приматериковых циклонов и система шельфовых циркуляций.

Антарктическое Циркумполярное течение

АЦТ — самое мощное и устойчивое течение Мирового океана. Оно характеризуется отсутствием глубинных противотечений и охватывает практически всю толщу антарктических вод. Генеральное восточное направление АЦТ претерпевает отклонения к югу и к северу. Эти пространственные колебания потока особенно существенны восточнее круговоротов Уэдделла и Росса, где воды АЦТ устремляются на юг, приближаясь к материковому склону. Возврат их к северу, соответственно, происходит западнее КР и вдоль западного побережья Антарктического п-ова. Одной из характерных черт АЦТ является его многоструйность [Nowlin, Klinck, 1986; Бурков, 1993]. При этом основные струи с максимальными скоростями переноса вод соответствуют каждому из фронтов, т.е. зонам максимальных горизонтальных градиентов характеристик. Скорость течения в основных фронтальных зонах АЦТ

в проливе Дрейка отмечалась в пределах 25–45 см/с [Nowlin, Klinck, 1986], на нулевом меридиане зафиксированы примерно те же величины [Whitworth III, Nowlin, 1987]. В районе ВФЗА в южной части моря Скоша летом 1982 г. скорость геострофического потока достигала 17–20 см/с [Афанасьев, Масленников, 1983]. Вне фронтальных струй скорость АЦТ сильно снижается, и в среднем она менее 10 см/с. Как показали расчеты, для нулевого меридиана общий перенос масс в системе АЦТ на 85% складывается из переносов в относительно узких фронтальных потоках, и лишь 15% его относятся к расходу между фронтами [Whitworth III, Nowlin, 1987].

Отклоняющая и направляющая роль рельефа дна в распространении АЦТ очевидна [Каменкович, 1962; Gordon et al., 1978]. К основным крупномасштабным особенностям рельефа дна (рис. 22) относятся обширные абиссальные котловины с глубинами 3700–5500 м (Африкано-Антарктическая, Австрало-Антарктическая и Беллинсгаузена), а также ограничивающие их высокие горные хребты, входящие в планетарную систему срединно-океанических поднятий (Южно-Атлантический, Африкано-Антарктический и Западно-Индийский), срединные океанические валы (Австрало-Антарктическое поднятие, Южно-Тихоокеанское поднятие, Восточно-Тихоокеанское поднятие и подводный хребет Кергелен) и Южно-Антильский подводный хребет, который принято считать соединительным звеном горных цепей Южной Америки и Западной Антарктиды [Живаго, 1969; Heezen et al., 1972]. Эти формы рельефа дна определяют, по существу, все крупномасштабные особенности горизонтальной циркуляции вод Антарктики, вызывая меридиональные отклонения АЦТ. При этом характер отклонений можно грубо сформулировать следующим образом: отклонение влево по течению при набегании на возвышенные формы рельефа и вправо при подходе к формам, демонстрирующим увеличение глубины. Реальная реакция потока на изменения рельефа дна, конечно, значительно сложнее. Это относится не только к крупномасштабным процессам, но и к явлениям среднего масштаба [Афанасьев, Масленников, 1983].

В качестве иллюстрации общего объема и направления переноса вод в Антарктике приводится рисунок из работы Орси и др. [Orsi et al., 1995]. Он построен по данным расчетов так называемой функции геострофического переноса (см. рис. 22) и представляет собой карту, демонстрирующую объемный перенос в системе АЦТ и вне его (над 3000 м) и более или менее точное положение северной (за нее принята изолиния 100 Св) и южной границ АЦТ (нулевая изолиния). Такой расход в системе АЦТ в общем хорошо согласуется с многочисленными

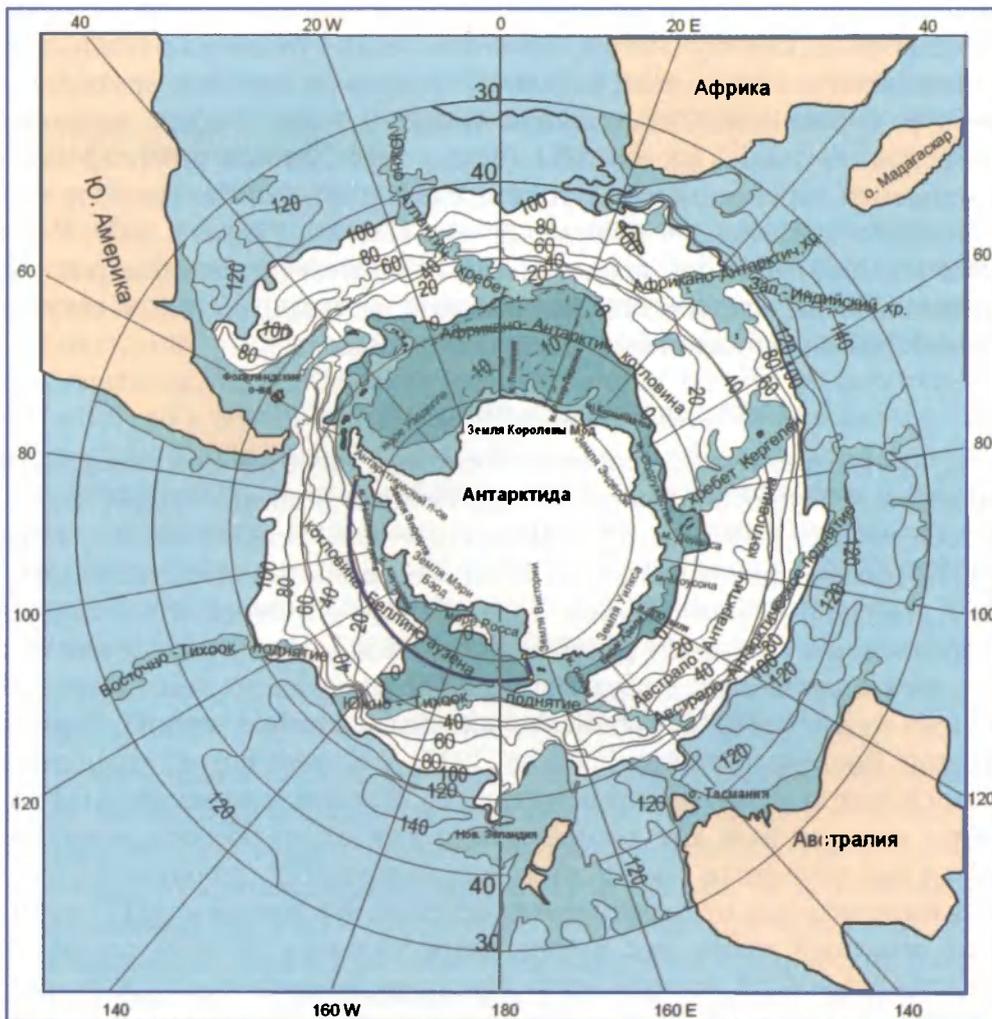


Рис. 22. Функция геострофического переноса, вычисленная от 3000 дБ [Orsi et al., 1995]. Интервал между изолиниями 20 Св (1 Св = $10^6 \text{ м}^3\text{с}^{-1}$). Участки с глубинами менее 3000 м затемнены

Fig. 22. Geostrophic transport function (relative to 3000 db) [Orsi et al., 1995]. Contour interval is 20 Sv (1 Sv = $10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Depths less than 3000 m are shaded

оценками других авторов. Напомню, что мы имеем дело в данном случае с геострофическим переносом. Он относительно устойчив в отличие от баротропной составляющей переноса, которую оценивают примерно в треть от бароклининой компоненты [Бурков, 1993]. Отсюда вытекает, что результирующий расход АЦТ (сумма бароклининой и баротропной компоненты переноса) колеблется в пределах 100–160 Св. Наиболее точные оценки сделаны для пролива Дрейка [Fandry, Pillsbury, 1979; Whitworth III, 1983]. Расходы южнее линии нулевого переноса (см. рис. 22) относятся к системе циркуляции высокоширотных вод, т.е. к системе приматериковых циклонических круговоротов.

Система приматериковых циклонов

Существование зоны циклонических круговоротов предопределено наличием двух противоположно направленных течений — АЦТ, движущегося генерально на восток, и Антарктического Прибрежного течения (АПТ), распространяющегося на запад. Современные представления об АПТ довольно неопределенны. Традиционно его относили к западно направленным течениям, развивающимся в шельфовых зонах каждого из морей и связанным с воздействием превалирующих здесь ветров от востока-юго-востока (в том числе и сильных стоковых ветров). Термин Течение Восточных ветров [Deason, 1937] для этого потока еще сохранился и иногда используется в литературе. В таком понимании АПТ является не чем иным как южной ветвью каждой из обычно развивающихся над шельфами самостоятельных циркуляций, в большой степени изолированных от океанических течений. Но иногда с АПТ связывают западный поток над материковым склоном. В этом случае он представляет собой южную ветвь циклонов, примыкающих к склону. Есть предложение называть его Антарктическим Склоновым течением [Антипов, Клепиков, 2003]. Однако, учитывая сложность структуры течений над склоном, наличие там, как правило, нескольких разнонаправленных струй (см. рис. 21), представляется целесообразным называть его Западным Склоновым течением (ЗСТ) или Полярным Склоновым течением (ПСТ), описанным как западное в работе [Nowlin, Zenk, 1988]. Термин АПТ предлагается оставить за действительно прибрежным и действительно вызванным ветрами восточных румбов течением, развивающимся на шельфе вблизи побережья Антарктиды. Существование ЗСТ (ПСТ) хорошо подтверждается данными по дрейфу айсбергов [Tchernia, 1980].

Нужно заметить, что с точки зрения динамического поддержания популяции антарктического криля АПТ теряет свой смысл, поскольку

в шельфовой зоне происходит замещение *E. superba* на *E. cristallorophias*. Именно для последнего вида шельфовые воды являются основой ареала. Основой ареала для антарктического криля служат высокоширотные воды, приуроченные к приматериковым циклонам [Масленников, 1980]. Соответственно, роль их южных ветвей, т.е. ЗСТ (ПСТ), в переносе и распределении рачков достаточно велика.

Система приматериковых циклонических круговоротов асимметрична. Наиболее крупных циклонов два — КУ и КР. На остальной акватории вокруг Антарктиды циклоны, развивающиеся вблизи материкового склона, относительно невелики по размерам. Так, если в КУ его максимальное меридиональное развитие достигает 16° по долготе, а в КР — 13° , то в районе морей Содружества и Космонавтов оно не превышает $2,0\text{--}2,5^\circ$, в море Дейвиса и Моусона — $1,5^\circ$, в районе о-вов Баллени 3° по долготе. В таких районах, как моря Беллинсгаузена и Амундсена, а также между морем Моусона и морем Сомова зона циклонической завихренности, если и существует, то приурочена непосредственно к материковому склону и связана со склоновыми процессами, в частности с наползанием и подъемом глубинных вод.

Система шельфовых циркуляций

Наличие самостоятельных циркуляций над шельфами окраинных морей Антарктики является их характерной чертой. Это объясняется главным образом существованием внутришельфовых депрессий, обусловленных изостатическим поднятием края шельфа, не испытывающего ледниковой нагрузки [Трешников, 1963; Баскаков, Шпайхер, 1977]. В большинстве морей при этом превалируют циклонические формы циркуляции. Это было отмечено как в ранних океанографических работах, посвященных окраинным морям Антарктики [Максимов, 1958, 1960; Зверев, 1959; Леденев, 1965; Клепиков, Григорьев, 1966; Григорьев, 1967, 1968], так и в последующих работах [Ainley, Jacobs, 1981; Smith et al., 1984; Foldvik et al, 1985; Jacobs, Comiso, 1989; Vaz, Lennon, 1996; Smith et al., 1999]. Таким образом, над бровкой шельфа с ее внутренней стороны направление течений, как правило, восточное. Над склоном формируется струйная система, сложность которой определяется направлением океанического потока. Последний может быть представлен как западным течением в примыкающем циклоническом круговороте (наиболее характерный пример — район склона в море Уэдделла), так и восточным течением в примыкающих к склону водах АЦТ (например, район склона в море Беллинсгаузена).

Локальные особенности горизонтальной циркуляции

Рассмотрим некоторые из наиболее интересующих нас с биологической точки зрения (прежде всего с точки зрения распределения антарктического криля) районы, к которым мы будем обращаться далее в процессе экологических исследований.

Район юго-западной части атлантического сектора Антарктики (моря Скоша и Уэдделла, районы Антарктического п-ова и Южных Шетландских о-вов)

Перечисленные районы, пожалуй, можно отнести к наиболее изученным в Антарктике. Основные особенности поля течений, положения фронтов и типов вод показаны на рис. 6. Однако роль циркуляции в распределении гидробионтов в данном районе столь значительна, что требует более детального ее рассмотрения. Начнем с запада, т.е. с **западного побережья Антарктического п-ова**, одного из источников пополнения криля в районах Южных Шетландских о-вов, южной части моря Скоша и о-ва Южная Георгия. Здесь хорошо проявляется четко выраженный поток вод АЦТ, вплотную подступающий к склону и направленный, соответственно, на северо-восток (рис. 23). На шельфе, не превышающем по ширине 60–100 миль, горизонтальная циркуляция достаточно сложна. Над внешней его частью течения имеют также северо-восточное направление, на внутренней части — главным образом юго-западное. Тем самым можно констатировать общую циклоническую завихренность в поле течений над шельфом [Stein, 1988; Smith et al., 1999]. Геострофические скорости на шельфе невелики, порядка 1 см/с, общий расход 0,15 Св.

Бровка шельфа располагается большей частью на глубинах около 500 м. Кроме того, приподнятость бровки над шельфом не выражена, и хотя внутришельфовые депрессии существуют, но они располагаются ближе к побережью. Это облегчает проникновение на шельф Верхней Циркумполярной Глубинной водной массы (ВЦГВ), распространяющейся вдоль склона. Один из примеров такого проникновения показан на рис. 24. Это одна из главных особенностей западного шельфа Антарктического п-ова, играющая большую роль в распределении антарктического криля. Судя по рис. 25, ВЦГВ охватывает большую часть шельфа в данном районе. Эта вода, конечно, модифицирована, она холоднее и чуть менее соленая, однако величины T_{\max} 1,3–1,5° говорят сами за себя. Соответственно, можно ставить вопрос насколько посто-

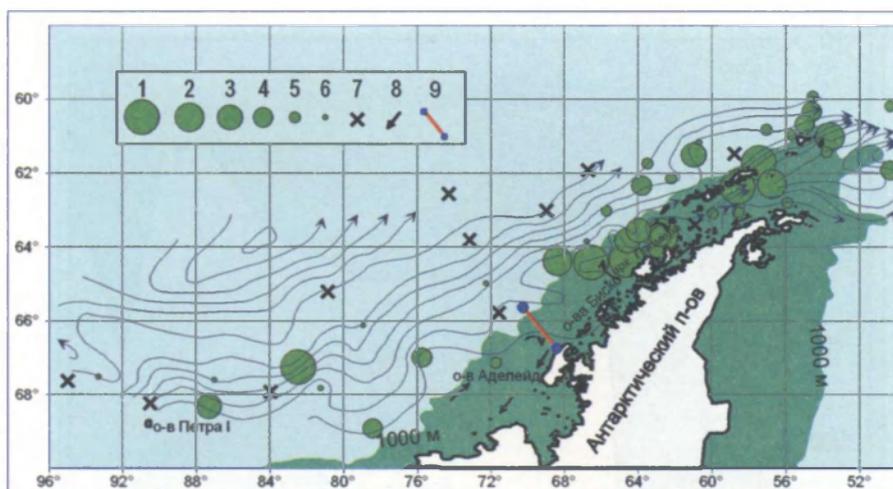


Рис. 23. Геострофические течения в районе Антарктического п-ова и распределение криля [Макаров и др., 1980]: 1 — улов более 5000 кг на час траления; 2 — 2500–5000 кг/ч; 3 — 1000–2500 кг/ч; 4 — 500–1000 кг/ч; 5 — 100–500 кг/ч; 6 — меньше 100 кг/ч; 7 — нет улова; 8 — течения на шельфе [Hofmann, Klinck, 1998A]; 9 — положение разреза (см. рис. 24)

Fig. 23. Geostrophic currents and krill distribution in the Antarctic Peninsula region [Макаров и др., 1980]: 1 — catches more than 5000 kg/h; 2 — 2500–5000 kg/h; 3 — 1000–2500 kg/h; 4 — 500–1000 kg/h; 5 — 100–500 kg/h; 6 — less, than 100 kg/h; 7 — no catch; 8 — currents on the shelf [Hofmann, Klinck, 1998A]; 9 — section position (see Fig. 24)

янно такое явление и какова биологическая роль его изменчивости. Отсутствие на западном шельфе Антарктического п-ова холодной, плотной шельфовой воды, как это наблюдается на шельфах большей части окраинных морей, можно объяснить наряду с климатическими и ледовыми особенностями района уникальным явлением относительно свободного обновления теплых глубинных вод.

Циклоническая циркуляция на шельфе состоит из двух круговоротов, разделенных гребнем в районе архипелага Биско [Stein, 1992; Smith et al., 1999]. Прибрежная часть шельфа, расположенная севернее архипелага, динамически не связана с остальной частью шельфа. Скорее можно обнаружить здесь влияние поверхностных вод из пролива Брансфилд. Пожалуй, главной особенностью поля течений в проливе Брансфилд является довольно мощный и устойчивый поток, направленный на северо-восток вдоль южного побережья Южных Шетландских о-вов [Clowes, 1934; Солянкин, Спиридонов, 1987; Niiler et al., 1990]. Скорость в нем достигает 50 см/с. Одна его часть является продолжением

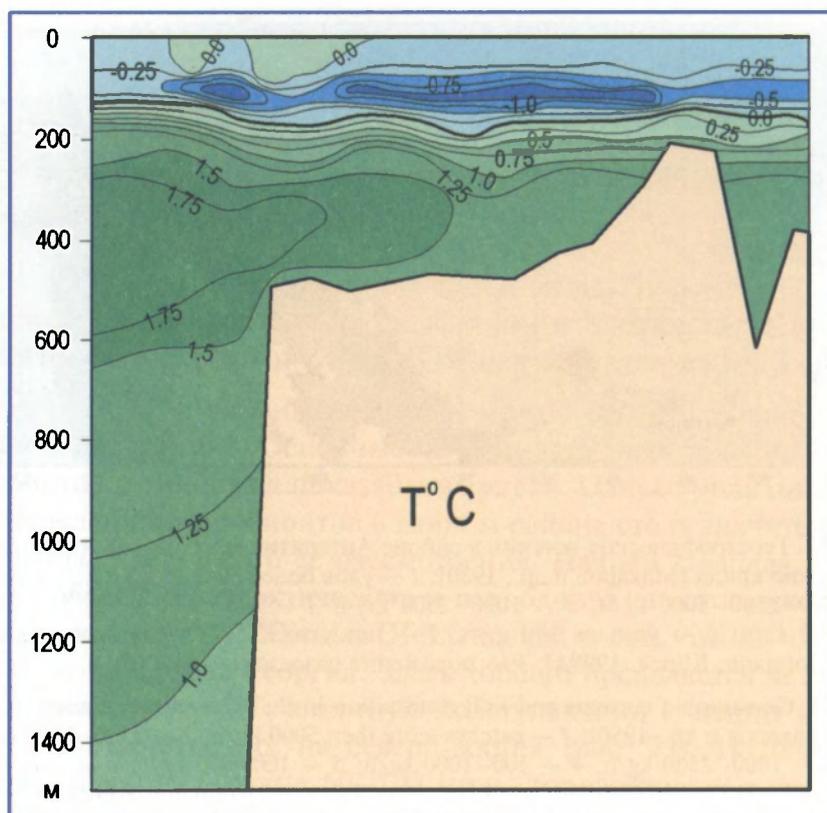


Рис. 24. Распределение температуры воды на разрезе в районе Антарктического п-ова [Smith et al., 1999]. Положение разреза см. на рис. 23

Fig. 24. Distribution of water temperature at the section near the Antarctic Peninsula [Smith et al., 1999] (see Fig. 23)

потока шельфовых вод Антарктического п-ова, в основном огибающая цепь Южных Шетландских о-вов с севера, другая — возвратной северной ветвью циклонического круговорота в проливе Брансфилд. Южная ветвь последнего представлена долей вод моря Уэдделла [Богданов и др., 1980; Witek et al., 1981; Полуяктов и др., 1983; Stein, 1988; Whitworth III et al., 1994]. Нужно заметить, что довольно редко проникновение вод моря Уэдделла в южную часть пролива Брансфилд выявляется в поле геострофических течений (возможно, это связано с недостатком данных в этом тяжело доступном районе). Южная ветвь круговорота в проливе Брансфилд, направленная на запад, весьма узка и прижата к побережью полуострова. Большая часть акватории пролива занята потоком восточного направления, несущего большой объем вод сложной композиции: воды моря Уэдделла, воды глубоководной котловины проли-

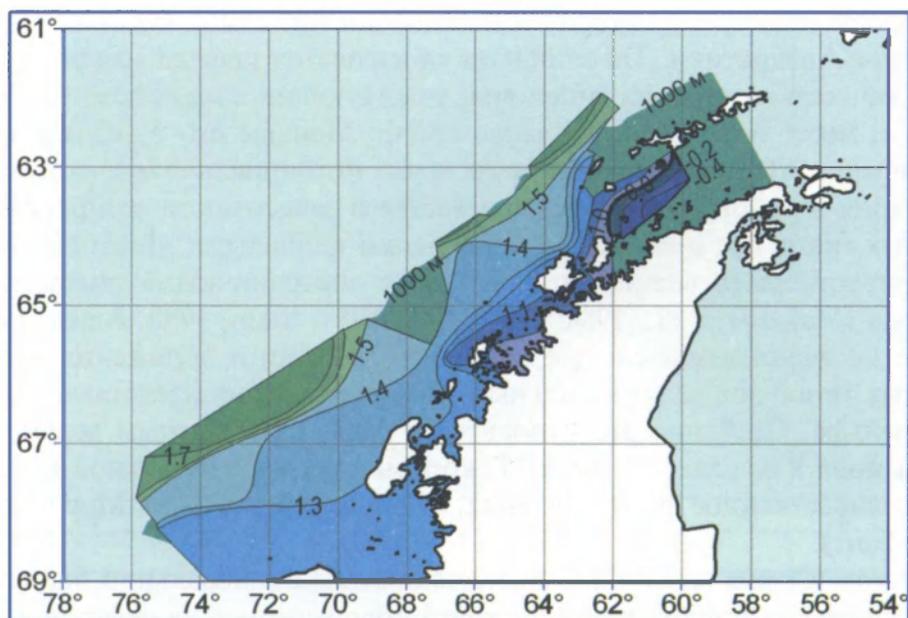


Рис. 25. Распределение глубинного максимума температуры воды (T_{max}) в районе западного шельфа Антарктического п-ова по [Smith et al., 1999]

Fig. 25. Distribution of deep temperature maximum (T_{max}) on the western shelf of the Antarctic Peninsula [Smith et al., 1999]

ва Брансфилд, воды западного шельфа Антарктического п-ова и воды южной периферии АЦТ. Последние могут заноситься в пролив благодаря устойчивому меандрированию потока, следующего вдоль склона Антарктического п-ова и огибающего Южные Шетландские о-ва с севера. Это происходит в районе о-вов Смит и Сноу [Hofmann, Klinck, 1998A]. Севернее Южных Шетландских о-вов хорошо выражен поток вод южной периферии АЦТ, продолжающий свое движение вдоль материкового склона. На узком островном шельфе отмечена сложная система течений, включающая в себя направленное на запад так называемое Полярное Склоновое течение [Killworth, 1983; Nowlin, Zenk, 1988]. Оно несет воды уэдделловского происхождения со скоростью около 10 см/с. Представляется, что это локальное явление может быть одной из причин формирования здесь циклонической вихревой зоны над склоном, к которой и приурочены довольно плотные летние скопления антарктического криля [Ichii et al., 1998].

Следуя основному направлению переноса вод в данном районе, нельзя проигнорировать небольшую акваторию, омывающую о-в Мордвинова (Элефант). Именно здесь в силу благоприятного сочетания

океанографических факторов создается один из самых богатых крилем районов Антарктики. Такое обилие объясняется прежде всего тем, что практически каждый из типов вод, участвующих в шельфовой композиции, несет определенный запас криля. Меньше его в водах южной периферии АЦТ, в остальных водах криля потенциально много. Так что ситуация в районе острова складывается в зависимости от пропорции разных типов вод и характера циркуляции на шельфе. Межгодовая изменчивость здесь велика, что связано с «пограничным» положением района [Makarov et al., 1988; Nast et al., 1988; Stein, 1988; Amos, 1993]. Даже не очень значительные колебания течений и положения границ разных типов вод ведут к сильным изменениям в их представленности на шельфе. Особенно это относится к столь контрастным водам, как воды моря Уэдделла и воды АЦТ, которые оказывают сильное влияние на количественное распределение криля в районе о-ва Мордвинова (Элефант).

В море Скоша воды АЦТ движутся сначала в генеральном направлении на северо-восток, но затем круто поворачивают на север под воздействием Южно-Антильского хребта. Общая картина горизонтальной циркуляции здесь известна еще со времен работ Комитета Дискавери [Deacon, 1937]. В дальнейшем характер течений уточнялся [Gordon, 1967; Ботников, 1969], были получены представления о дрейфовых течениях на основе типовых барических ситуаций и ветровых полей [Масленников, 1974], о вертикальных движениях вод [Масленников, Гаврилов, 1971]. Наконец, были построены карты градиентных течений на основе одноградусной сетки средних многолетних полей плотности (рис. 26,а), позволившие уточнить некоторые мезомасштабные формы циркуляции [Зырянов и др., 1976]. Причем тот факт, что последние проявляются в многолетних полях, свидетельствует об их квазистационарном характере [Масленников и др., 1971]. Максимальная скорость поверхностного течения наблюдается в западной и северо-западной частях моря (10–30 см/с, иногда более). В восточной части скорость значительно уменьшается и не превышает, как правило, 10 см/с. Нужно отметить несколько важных с экологических позиций особенностей поля течений. Центральная струя АЦТ раздваивается на подходе к о-ву Южная Георгия. При этом правая (по направлению переноса) струя огибает остров с востока, заполняя его северный шельф. Это очень важный факт, во многом объясняющий качественный состав местных скоплений криля. Южная струя АЦТ, соответствующая ВФЗА, совершает пространственные колебания, формируя крупные и устойчивые (в силу их топогенного характера) меандры (см. рис. 26,б). Именно с

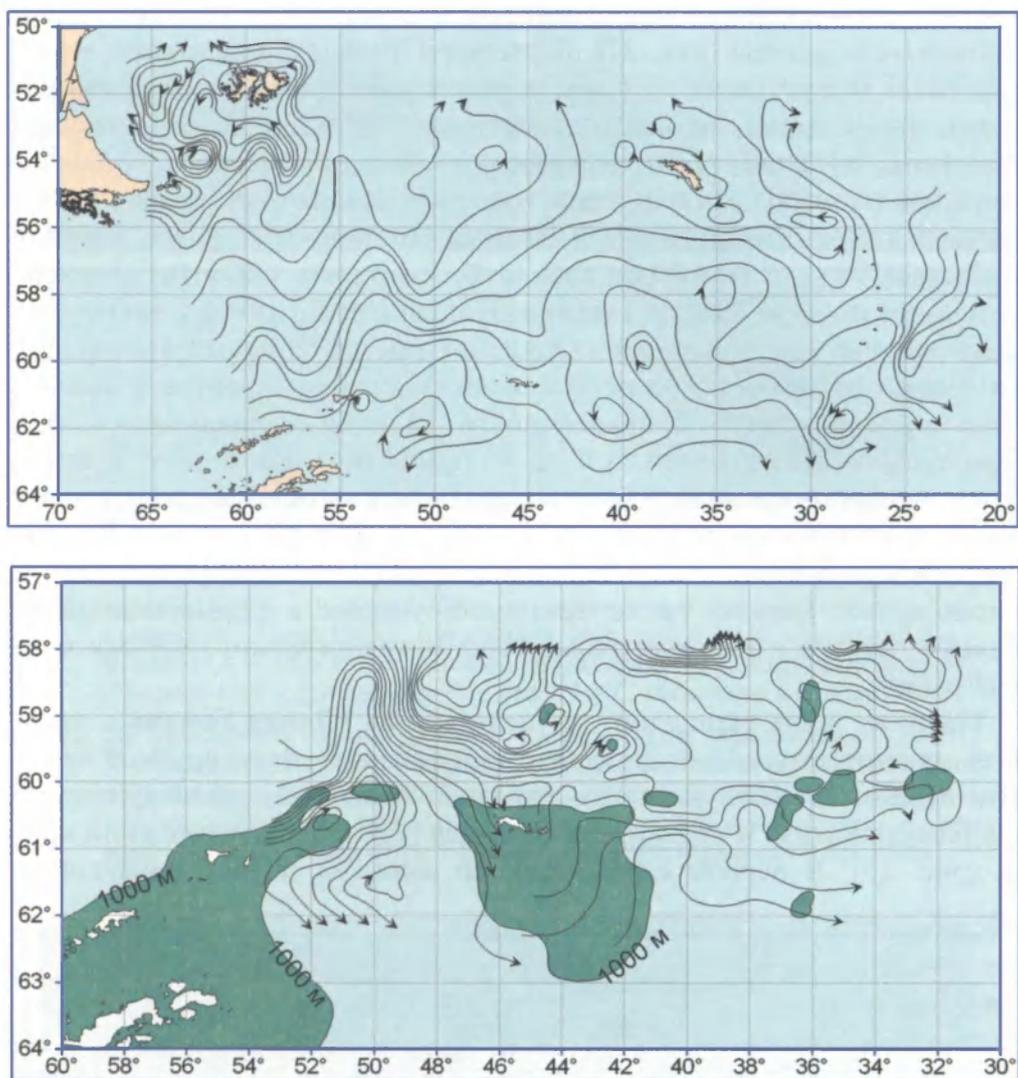


Рис. 26. Изолинии функции полных потоков в море Скоша [Зырянов и др., 1976] (а) и геострофическое течение на поверхности (расчет относительно 1000 дБ) в южной части моря [Афанасьев, Масленников, 1983] (б)

Fig. 26. Integral flow function in the Scotia Sea [Зырянов и др., 1976] (а) and surface geostrophic currents (relative to 1000 db) in the southern Scotia Sea [Афанасьев, Масленников, 1983] (б)

ними связаны летние (иногда очень крупные и плотные) концентрации криля в этом районе (рис. 27). Воды моря Уэдделла проникают в южную часть моря Скоша главным образом восточнее Южных Оркнейских о-вов. К западу от них распространяются воды, выносящиеся из пролива Брансфилд, также несущие долю вод моря Уэдделла. Большая часть криля, поступающего сюда, приносится потоком, распространяющимся вдоль северного свала Южных Шетландских о-вов. Именно эти запасы играют основную роль в обилии криля у Южных Оркнейских о-вов и у о-ва Южная Георгия [Hofmann et al., 1998]. Сильное мандрирование между Южными Оркнейскими и Южными Сандвичевыми о-вами объясняется наличием здесь подводных хребтов и ложбин квазимеридиональной направленности [Авилов, Гершанович, 1969; Гершанович, Дмитриенко, 1972]. С приближением к дуге Южных Сандвичевых о-вов поток круто поворачивает на север и следует вдоль западной стороны дуги далеко на север, достигая района о-ва Южная Георгия. Тем самым туда доставляется часть уэдделломорской популяции криля, которая также принимает участие в формировании на шельфе острова в благоприятные годы исключительно плотных концентраций.

Наличие таких скоплений на шельфе о-ва Южная Георгия в большой степени зависит и от динамической ситуации, формируемой на самом шельфе. Можно выделить две крайние из них, характеризующиеся как благоприятная и неблагоприятная для образования скоплений криля (рис. 28). В первом случае хорошо выражен поток, движущийся

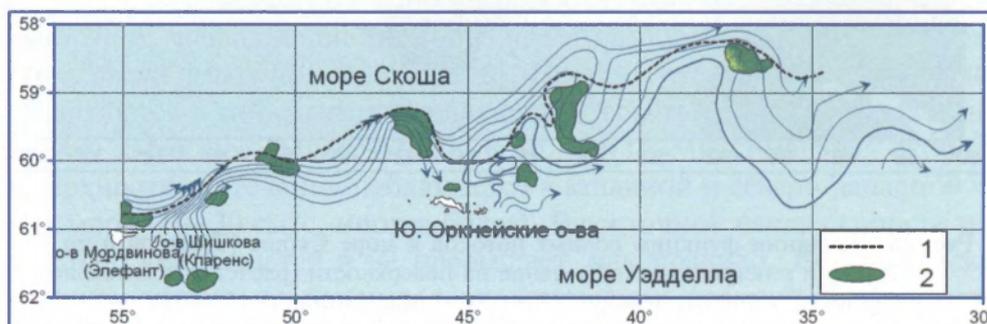


Рис. 27. Геострофические течения на поверхности в южной части моря Скоша, положение ВФЗА и распределение обловленных скоплений криля летом 1967 г., по данным 3-го рейса НПС «Академик Книпович» (по Макарову и др. [1980]): 1 — ВФЗА; 2 — скопления криля

Fig. 27. Surface geostrophic currents in the southern Scotia Sea, SFZA position and distribution of caught krill concentrations in summer, 1967 (RV «Academic Knipovitch») [Макаров и др., 1980]: 1 — SFZA; 2 — krill concentrations

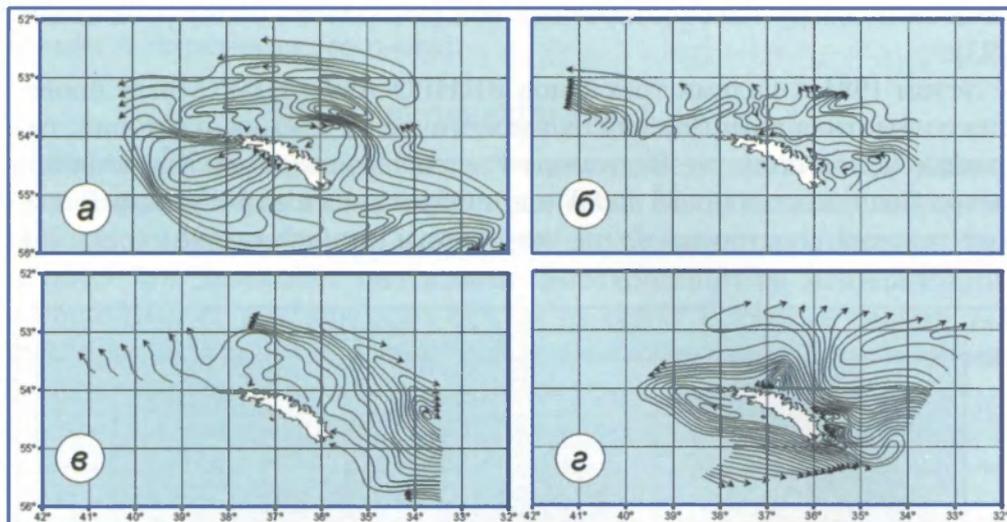


Рис. 28. Геострофическая циркуляция в районе о-ва Южная Георгия [Масленников, 1979В]: *А* — лето 1930 г. (по данным экспедиций Комитета Дискавери); *Б* — лето 1975 г. (по данным 14-го рейса НПС «Академик Книпович»); *В* — лето 1929 г. (по данным экспедиций Комитета Дискавери); *Г* — лето 1969 г. (по данным 7-го рейса НПС «Академик Книпович»)

Fig. 28. Geostrophic currents in the S. Georgia region [Масленников, 1979В]: *A* — summer, 1930 (by the Discovery Committee expeditions data); *B* — summer, 1975 (by the data of the 14th expedition of RV «Academic Knipovitch»); *B* — summer, 1929 (by the data of the Discovery Committee expeditions); *Г* — summer, 1969, (by the data of the 7th expedition of RV «Academic Knipovitch»)

вдоль островного склона, а на шельфе наблюдается зона относительно затишья (как бы теневая зона). Противоположная по результату ситуация создается, когда довольно интенсивный поток объединяет шельфовую зону и склоновый поток. Ее можно назвать проносной. Рачкам трудно задержаться в шельфовой зоне, они выносятся за его пределы.

Как мы увидим в следующих разделах, все эти явления подвержены сильной межгодовой и многолетней изменчивости, которая является мезомасштабным отражением колебаний значительно большего масштаба в рамках всего Южного полушария.

Район моря Содружества

Для индийского сектора Антарктики свойственно своеобразие условий, связанное с аномально южным распространением вод АЦТ. Это в значительной степени предопределяет и отсутствие крупномасштабных

выносов к северу высокоширотных вод (и с ними криля) [Солянкин, 1993].

Летом 1984 г. силами трех судов ВНИРО-АзЧерНИРО была проведена совместная комплексная океанологическая съемка акватории, охватывающей восточную часть моря Рисер-Ларсена, море Космонавтов и море Содружества (от 28 до 80° в.д.). Обратимся к карте геострофических течений, построенной по результатам данной съемки (рис. 29).

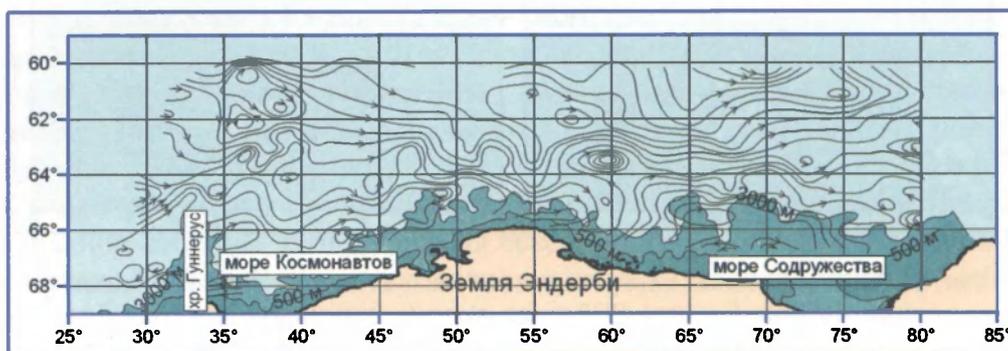


Рис. 29. Геострофические течения на поверхности относительно 1000 дБ в районе морей Содружества и Космонавтов (по Бибику и др. [1988])

Fig. 29. Surface geostrophic currents (relative to 1000 db) in the Cosmonaut Sea and Prydz Bay region [Бибик и др., 1988]

Главными чертами поля течений можно считать следующие: наличие циклонических круговоротов, развивающихся вблизи материкового склона; общая южная составляющая потока вод южной периферии АЦТ севернее моря Космонавтов с сильным приближением его к побережью Земли Эндерби; соответствие струй с повышенными скоростями положению ВФЗА; закономерная реакция потока на рельеф дна (подводный хребет Гуннерус, выдвинутое на север плато материкового склона в море Содружества [Зарихин, 1988], хребет Кергелен) [Бибик и др., 1988]. Перечисленные явления несут функции регуляторов распределения криля на данной акватории. Так, циклонический круговорот севернее моря Содружества служит циркуляционной формой, поддерживающей местную популяцию. Южная и северная его периферии как фронтальные зоны способствуют задержке и скапливанию рачков. Вероятное проникновение мористых вод в пределы шельфа моря Содружества может способствовать образованию в заливе Прудс крилевых концентраций. Отмечался даже нерест рачков, что необычно для шель-

фовых скоплений этого вида (за исключением, пожалуй, западного шельфа Антарктического п-ова).

Район круговорота Росса (КР)

В крайней юго-западной части котловины Беллинсгаузена, в районе о-вов Баллени развивается самостоятельная циклоническая циркуляционная ячейка, несколько изолированная от самого круговорота Росса (рис. 30). Заполнена она водами высокоширотной модификации, выносимыми от материкового склона на север. Сложный рельеф дна предопределяет и соответствующую вихревую структуру поля течений. Перечисленные особенности являются обязательными для образования зон скопления криля. Эта закономерность проявилась и в данном

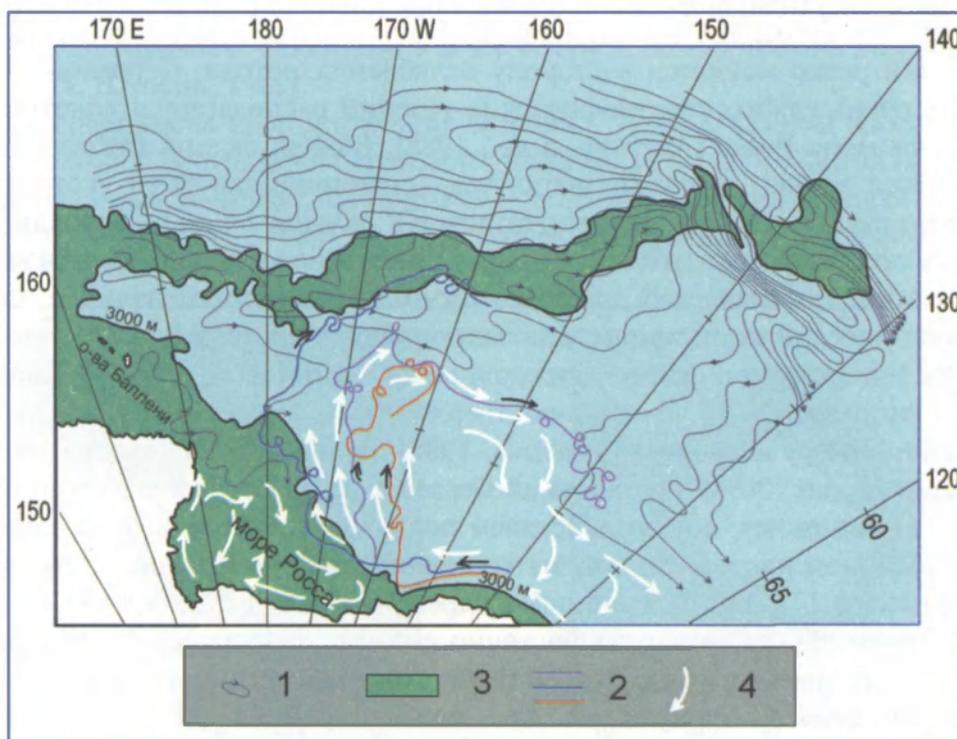


Рис. 30. Геострофические течения на поверхности относительно 1000 дБ в районе круговорота Росса (по Антипову и др. [1988]): 1 — линии тока геострофических течений; 2 — траектории дрейфа айсбергов [Tchernia, 1980]; 3 — изобата 3000 м; 4 — гипотетические течения

Fig. 30. Surface geostrophic currents (relative to 1000 db) in the Ross Gyre region [Антипов и др., 1988]: 1 — geostrophic currents; 2 — ice-berg drift [Tchernia, 1980]; 3 — 3000 m isobath; 4 — proposed currents

случае: район о-вов Баллени — один из наиболее богатых крилем в Антарктике. Что касается самого КР, то там устойчивых и крупных скоплений криля зафиксировано не было. Нужно, правда, отметить, что специализированных исследований в его пределах проводилось немного. Но думается, что этот результат закономерен. Прежде всего, КР заполнен смешанными водами, высокоширотная модификация в которых занимает лишь относительно небольшую долю. Кроме того, выносимый в северо-восточном направлении криль, захваченный циклоном в районе о-вов Баллени, не может массово проникать в систему КР в силу определенной динамической изоляции от него.

Основной перенос в этом районе осуществляется севернее Южно-Тихоокеанского поднятия (см. рис. 30). Стрежень АЦТ совпадает с Полярным фронтом. Второй максимум скорости располагается севернее, определяя Субантарктический фронт. К югу от подводного хребта поле течений резко меняется в сторону ослабления потока. Огромная область очень слабых геострофических течений располагается вплоть до шельфа моря Росса [Антипов и др., 1988]. Вблизи склона хребта формируется узкая, зонально вытянутая циклоническая зона, которую можно считать динамическим центром КР. Южнее 64° ю.ш. бароклинность понижается настолько, что практически невозможно проведение изолиний динамических высот. Можно предположить наличие там циклонической циркуляции, вписывающейся в систему КР. При этом вдоль материкового склона движется поток Склонового течения западного направления. В качестве подтверждения его наличия служат данные по дрейфу айсбергов [Tchernia, 1980], некоторые из которых приведены на рис. 30. Отклонение айсбергов к северу от склона происходит, по-видимому, под воздействием подводного гребня, выступающего в северном направлении от материковой отмели моря Росса приблизительно на 175° з.д. Дальнейший их дрейф происходит в восточном направлении. Такая трактовка частично снимает кажущиеся противоречия между траекториями дрейфа айсбергов и существующими схемами горизонтальной циркуляции для данного района [Попков, 1980; Gordon et al., 1978], в том числе и нашей схемой геострофических течений. Схематичная циркуляция на шельфе моря Росса приведена по работе Энли, Джекобса [Ainley, Jacobs, 1981]. По этой схеме там развивается циклоническое кольцо течений, северная периферия которого располагается по внутреннему краю шельфа и направлена, соответственно, на восток.

Дрейфующий лед

Исключая шельфовые ледники, лишь на акватории $2,5 \cdot 10^6$ км² морской лед сохраняется круглый год. На акватории $16-20 \cdot 10^6$ км² дрейфующий морской лед формируется и затем тает [General circulation..., 1984; Hofmann, Klinck, 1998A]. При этом система циркуляционного дрейфа льда такова, что он выносится от материка на север благодаря воздействию как ветров южных румбов, так и западных ветвей течений в системе приматериковых круговоротов. Процессу таяния льда способствует его разрежение при отдалении от материка. Минимальная площадь ледового покрова наблюдается обычно в феврале, максимальная — в сентябре [Hofmann, Klinck, 1998A по Gloersen et al., 1992] (рис. 31). При этом если площадь льда занимает в первом случае около 12% океанической акватории южнее ЮПФЗ, во втором она возрастает до 60% [Deason, 1982].

Особенности превалирующих ветровых полей в каждом из морей в сочетании с орографией береговой линии могут быть причиной образования определенного типа полыней — полыней «скрытого тепла» (latent heat) [Zwally et al., 1985]. В этом случае образующийся лед выносится

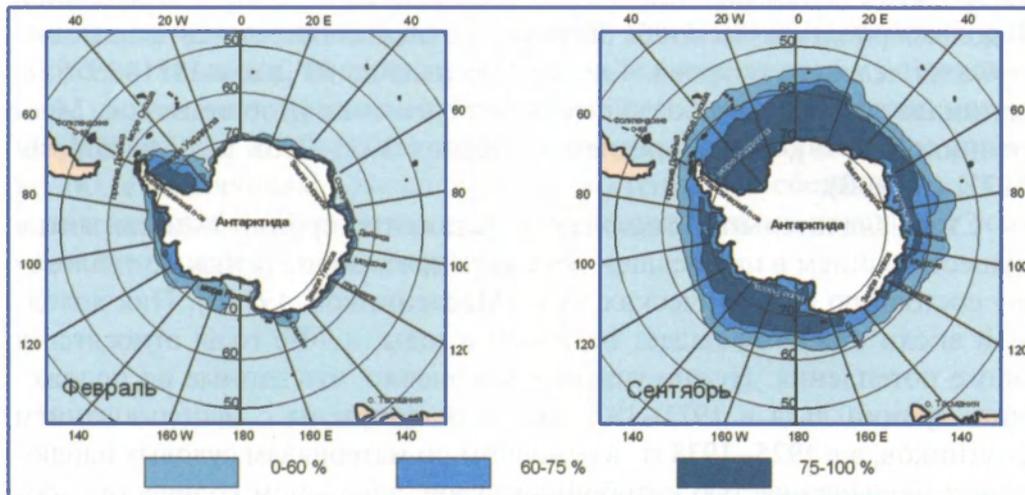


Рис. 31. Распространение морского льда в феврале и сентябре [Hofmann, Klinck, 1998]

Fig. 31. Spreading of sea ice in February and September [Hofmann, Klinck, 1998]

ветром. Занимая довольно значительные площади, полыньи первого типа продуцируют огромное количество льда. При развитии полыней «явного тепла» (sensible heat) формирование ледового покрова сдерживается за счет океанического тепла глубинных вод [Багрянцев, Саруханян, 1984; Zwally et al., 1985; Jacobs, Comiso, 1989]. В полыньях обоих типов совершается усиленный обмен теплом с атмосферой, так что их климатическая роль достаточно велика.

Межгодовая изменчивость положения северной ледовой кромки неравномерна в пространстве. Можно наблюдать уменьшение площади ледового покрова в одном районе, и в то же самое время его увеличение на смежной акватории. Примером может служить противофазный ход колебаний положения кромки льда западнее и восточнее меридиана 10° з.д. Это явление было отмечено Н. Макинтошем [Mackintosh, 1972]. Пространственный масштаб таких колебаний сопоставим с циркумполярной стоячей волной (с волновым числом 3, имеющей три гребня и три подошвы) колебаний атмосферного давления на уровне моря (см следующие разделы). В то же время выявляются временные колебания ширины распространения льда и продолжительности его существования для всего антарктического пояса с периодом, близким к 4–6 годам [Murphy et al., 1995]. Эти колебания, вероятно, можно ассоциировать с ходом индекса ЭНЮК (Эль-Ниньо — Южное Колебание). В долгопериодном масштабе были установлены более значительные колебания ледового покрова. Так, кромка льда на 50° з.д. в 1971–1976 гг. занимала значительно более северное положение [Добромыслов, Масленников, 1979], чем в среднем за период 1925–1938 гг. [Mackintosh, 1972] (табл. 3).

Столь значительные отклонения положения кромки льда связаны с существованием в прошедшем веке двух противоположных по тепловому состоянию климатических эпох [Масленников, 1979Б]. Пик холодной эпохи при этом падает на 20–30-е годы, а 70-е годы относятся к эпохе потепления. Нужно учитывать, конечно, что данные по положению кромки льда в 1971–1976 гг. были получены с использованием спутников, а в 1925–1938 гг. в основном по материалам судовых наблюдений (большой частью китобойных судов, в большом количестве промышлявших тогда вблизи кромки льда). Как бы то ни было, различия столь существенны, что вряд ли они могут быть обусловлены только качеством данных. Результат многолетней климатической изменчивости распространения морского льда представляется очевидным.

Таблица 3. Изменение положения кромки льда на 50° з.д.

Месяц	Среднее положение кромки льда в 1925–1938 гг.	Отклонения от среднего положения за 1925–1938 гг., миля				
		1971/72	1972/73	1973/74	1974/75	1975/76
IX	58°10' ю.ш.	–170	–	–171	–	–
X	58°10' ю.ш.	–135	–255	–185	–	–150
XI	59°00' ю.ш.	–160	–240	–225	–250	–270
XII	61°10' ю.ш.	–55	–55	–165	–170	–135
I	61°45' ю.ш.	–65	–65	–150	–155	–205
II	62°55' ю.ш.	–30	–30	–85	–120	–125
III	63°35' ю.ш.	–	–	–130	+80	–30

Примечание. Знак минус означает отклонение на юг, знак плюс — на север.

Ледовый покров имеет большое значение в процессе жизнедеятельности некоторых животных Антарктики, в частности, пингвинов и тюленей. Более того, морской лед в Антарктике отличается большим количеством криофильного фитопланктона, в основном диатомовых водорослей. Наконец, антарктический криль в своем зимнем существовании, несомненно, привязан к богатым пищевой участкам ледовой кромки [Maskintosh, 1972]. Нужно также подчеркнуть, что положение кромки является хорошим показателем общего теплового состояния сезона, хотя в масштабе отдельных морей могут накладываться локальные особенности, связанные с местными ветрами.

Межгодовые и долгопериодные колебания гидрометеорологических условий в высоких широтах Южного полушария

Многочисленные факты межгодовой изменчивости условий были зафиксированы еще на начальном периоде исследования Антарктики. Прежде всего, это касалось, конечно, распространения морского дрейфующего льда, а также, как ни странно, некоторых биологических аспектов, связанных с китобойным промыслом. Было замечено, например, что в отдельные годы в районе о-ва Южная Георгия из китов превалировали финвалы (*Balaenoptera physalus* L.), а в другие годы — блювалы (*Balaenoptera musculus* L.) [Kemp, Bennett, 1932]. При этом обнаруживалась связь с распространением льда и с обилием в районе острова антарктического криля, основной пищи китов. Годы, когда на этих пастбищах превалировали финвалы, характеризовались сокращением площади распространения дрейфующего льда и снижением количества криля [Hardy, Gunther, 1936]. Это, хотя и локальный, но яркий пример воздействия климатических колебаний среды (поскольку распространение льда служит хорошим показателем теплового состояния сезона) через низкие трофические уровни на самые его высокие уровни.

В дальнейшем проводились попытки изучения как межгодовой, так и многолетней изменчивости гидрометеорологических условий на основе тогда немногочисленных данных по атмосферному давлению и температуре воздуха на некоторых станциях, а также поверхностной температуре воды [Limbert, 1974; Масленников, 1979Б; Петров, Любарский, 1980; Воскресенский и др., 1986; Maslennikov, Solyankin, 1988; Sahrhage, 1988А]. Достаточно продолжительные ряды данных для станций Грютвикен (о-в Южная Георгия) и Оркадас (Южные Оркнейские о-ва) позволили выявить две хорошо выраженные климатические эпохи в юго-западной части атлантического сектора, которые можно

охарактеризовать как холодную и теплую [Масленников, 1979Б]. На рис. 32 они согласуются с участками опускания и подъема интегральных кривых аномалий средней летней (декабрь – февраль) температуры воздуха для станций Грютвикен и Оркадас. Метод анализа интегральных кривых аномалий имеет свою условность, несоблюдение которой

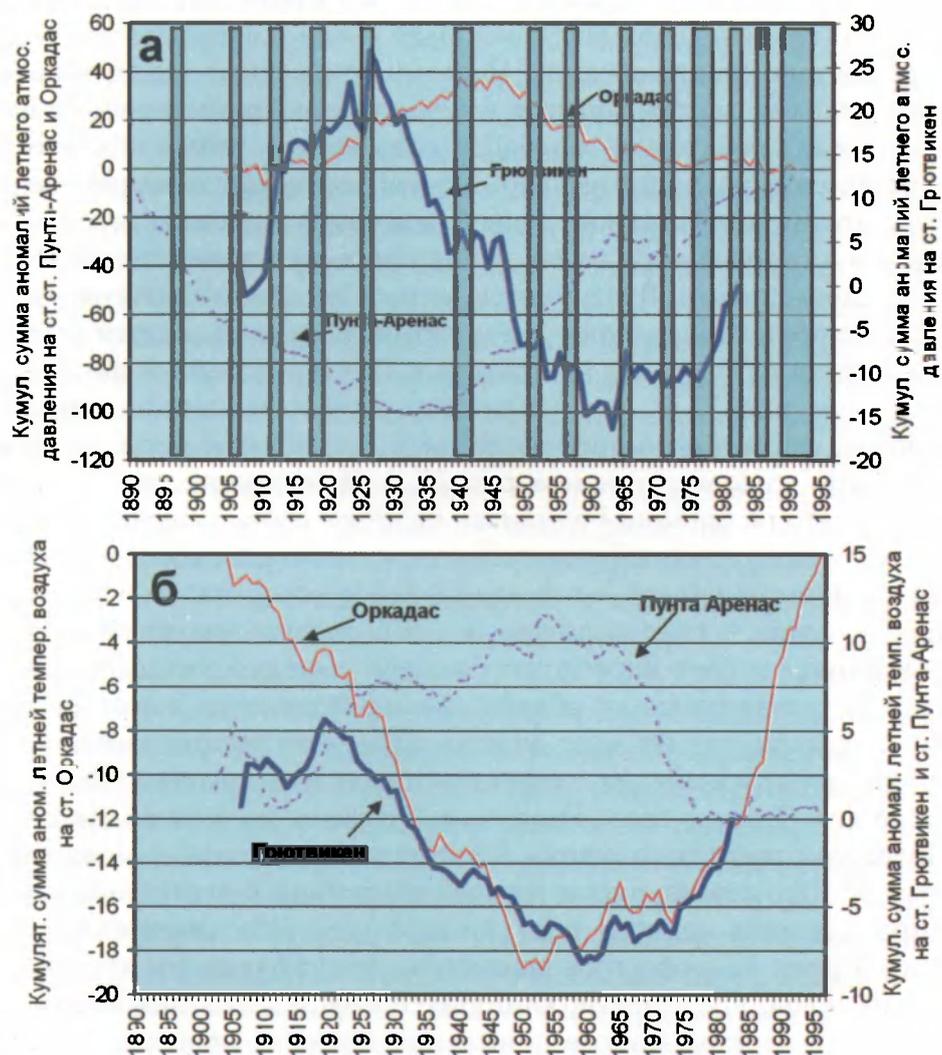


Рис. 32. Интегральные кривые аномалий атмосферного давления на уровне моря и температуры воздуха на станциях Грютвикен (о. Южная Георгия), Оркадас (Южные Оркнейские о-ва) и Пунта-Аренас (Чили)

Fig. 32. Integral curves of sea level pressure and air temperature anomalies in Grytviken (S. Georgia island), st. Orcadas (S. Orkney islands) and Punta-Arenas (Chile)

может вносить несоответствия при сопоставлении данных разной продолжительности. Заключается она в том, что средние величины, относительно которых идет последующий расчет аномалий, необходимо рассчитывать за один и тот же (или достаточно близкий) период времени (в нашем случае аномалии вычислялись, исходя из средних величин за весь ряд лет). Более того, сроки переломов интегральной кривой, указывающих на смену эпох, могут меняться в зависимости от базового периода для вычисления средних. Поэтому при анализе мы должны оговорить условие, заключающееся в том, что характеристика колебаний относится исключительно к периоду, охваченному этим рядом данных. Сопоставление хода интегральной кривой аномалий температуры воздуха с ходом интегральной кривой аномалий летнего атмосферного давления на уровне моря на тех же станциях свидетельствует об их взаимообусловленности. Виден определенный временной сдвиг между ходом давления и температуры. Многолетние изменения летней температуры воздуха на станциях Грютвикен и Оркадас весьма близки по характеру (см. рис. 32,б). Ход кривых аномалий атмосферного давления, напротив, существенно отличается, хотя в отдельные периоды можно обнаружить их совпадение (см. рис. 32,а). В результате можно констатировать, что на станции Грютвикен периоды роста давления, выражающегося в накапливании интегральной суммы его положительных аномалий и подъеме кривой, сопровождаются потеплением, а периоды падения давления — похолоданием. Это объясняется тем, что рост давления в данном районе происходит большей частью с распространением сюда отрога атлантической области высокого давления и соответствующим прорывом теплых масс воздуха. При этом можно заметить, что температурные изменения опережают изменения давления на 4–6 лет. На станции Оркадас связь многолетних изменений летнего давления и температуры противоположная, т.е. с ростом давления средняя температура летнего сезона снижается, при тенденции к длительному понижению давления замечен рост температуры. Это свидетельствует о большей роли атмосферных процессов, происходящих к югу от Оркнейских о-вов, в частности, климатического циклона над морем Уэдделла. Если переход к эпохе понижения давления произошел в 1944–1946 гг., то смена эпохи похолодания на эпоху потепления — в 1950–1952 гг., т.е. в данном случае изменения давления опережают температурные. На рис. 32 приведены также аналогичные кривые для станции Пунта-Аренас (Чили), расположенной на крайнем юге Южной Америки. Они интересны прежде всего противофазным ходом колебаний давления и температуры относительно станций Грютвикен и Оркадас. Это

объясняется их расположением в разных климатических поясах, колебания атмосферного давления в которых, как мы увидим ниже, происходят в противофазе (в так называемом режиме *seesaw*, когда положительная их направленность в одном поясе сопровождается отрицательной направленностью в другом, и наоборот).

Нужно отметить, что в южной части моря Скоша периоды похолодания и потепления выражены более четко, чем в северной, где на фоне многолетней тенденции изменения летней температуры воздуха чаще наблюдаются аномалии противоположного знака.

Более или менее существенные повышения давления в районе о-ва Южная Георгия могут объясняться распространением здесь отрога высокого давления и указывать, таким образом, на преобладание в эти сезоны меридиональных форм циркуляции атмосферы. Соответственно, резкие понижения летнего давления свидетельствуют об аномальном развитии зональных форм. Существенных сезонных изменений интенсивности меридиональной и зональной циркуляции не обнаружено [Солянкин, 1966]. Межгодовая изменчивость значительно превышает по амплитуде сезонную. Как видно на рис. 32, практически все периоды существенных понижений индекса Южного Колебания (на рисунке они соответствуют обозначенным периодам развития Эль-Ниньо) сопровождаются подъемом интегральной кривой давления на станции Грютвикен. Особенно четко это проявляется на участке подъема кривой, соответствующем началу прошлого века, когда очень сильные положительные изменения давления в 1911–1913, 1918 и 1925–1926 гг. сопровождались длительными и существенными отрицательными величинами индекса ЮК. Представляется не случайным явлением отсутствие в течение примерно 12 лет достаточно низких отрицательных величин индекса ЮК сразу после перехода к эпохе пониженного давления (излом интегральной кривой в 1927 г.). Практически в этот период не было отмечено ни одного выраженного явления Эль-Ниньо. Очередное из них наступило лишь в 1939–1941 гг., после чего вновь произошел необычно длительный перерыв в 9 лет. При этом реакция атмосферного давления была почти аналогичной предыдущей и характеризовалась большими отрицательными аномалиями. Характерно, что выход кривой после 1976–1977 гг. в режим подъема (роста атмосферного давления) ознаменовался повышенной частотой Эль-Ниньо и, как мы увидим ниже, необычайно высокой интенсивностью этого явления.

Итак, роль ЮК и Эль-Ниньо проявляется здесь довольно ярко. Не является исключением и температурная реакция. Так, с 1927 по 1934 г. как в районе о-ва Южная Георгия, так и в районе Южных Оркнейских

о-вов наблюдалась большей частью исключительно низкая температура воздуха. Особенно это относится, естественно, к зимнему периоду в южной части моря Скоша, что объясняется влиянием аномально широкого распространения дрейфующего льда. Нужно заметить, что именно в зимний сезон 1931 г. лед достиг района о-ва Южная Георгия [Maskintosh, 1972], и в это время здесь наблюдалась самая низкая температура воздуха за весь период наблюдений. Конечно, столь длительный период похолодания был результатом сильных изменений в макроциркуляции атмосферы. Не удивительно поэтому, что он совпадает с выше отмеченным периодом высоких значений индекса ЮК и отсутствия явлений Эль-Ниньо в это время. В свою очередь, в 1927–1934 гг. происходит смена эпохи зональной циркуляции (эпоха W) на эпоху меридиональной циркуляции (эпоха E) в Северном полушарии [Гирс, 1971]. В этой связи нельзя не отметить тот факт, что в это же время произошел переход от длительной эпохи отрицательных аномалий давления в Пунта-Аренасе к столь же длительной эпохе его положительных величин (см. рис 32,а).

Итак, можно констатировать, что в районе моря Скоша в прошлом веке существовали две климатические эпохи, характеризующиеся хорошо выраженными похолоданием (с 1904 по 1950 г. в южной части моря и с 1919 по 1959 г. в северной его части) и потеплением (с 1951 по 1996 г. и с 1960 по 1982 г. соответственно). К сожалению, ряды имеющихся данных ограничены последними названными годами.

Отмеченные многолетние колебания атмосферного давления и температуры воздуха, естественно, отразились и на распределении поверхностной температуры воды в районе моря Скоша [Масленников, 1979Б]. Выявленные два длительных периода похолодания и потепления соответственно проявились в охлаждении поверхностного слоя воды в 20–30-е годы и в его прогреве в 60–70-х годах. Для примера сопоставим распределение средней декабрьской температуры воды в слое 0–50 м в 1926–1935 гг. (по данным экспедиций Комитета Дискавери) и в 1965–1972 гг. (по результатам экспедиций НПС «Академик Книпович») (рис. 33). Величины температуры и конфигурация изотерм указывают на большее влияние южных вод в холодную эпоху и, напротив, северных вод в теплую эпоху. В районе о-ва Южная Георгия различия полей температуры воды для разных климатических эпох также велики (рис. 34). На рис. 34,а (эпоха похолодания) хорошо видны относительно холодные воды, которые с востока подходят к острову, охватывая его восточный шельф. Это трансформированные воды моря Уэдделла. В теплую эпоху эти воды оттеснены от восточного шельфа. Они занимают аква-

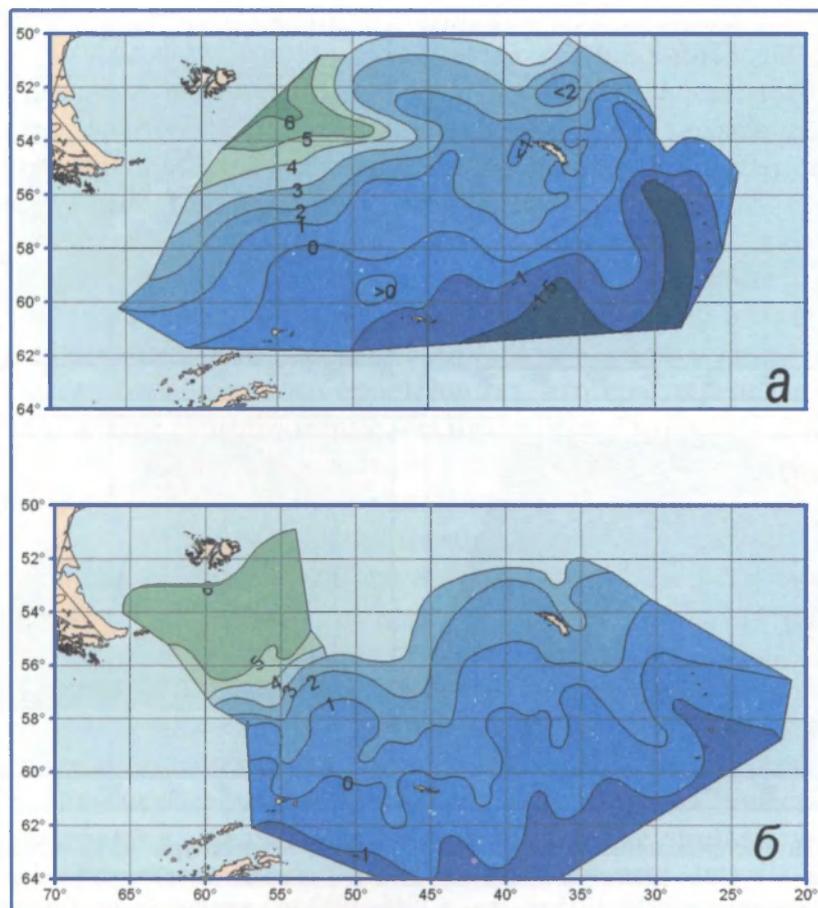


Рис. 33. Распределение средней температуры воды слоя 0–50 м в районе моря Скоша в холодную (а) и теплую (б) эпохи [Maslennikov, Solyankin, 1988]

Fig. 33. Distribution of mean water temperature in the 0–50 m layer in the Scotia Sea during cold (a) and warm (b) epochs [Maslennikov, Solyankin, 1988]

торию к северо-востоку от острова, двигаясь за пределами островного склона на северо-запад. Шельф острова занят водами АЦТ, огибающими его с востока и запада. Различия в распределении промежуточного минимума температуры воды (зимний остаточный слой АПВ) также соответствуют выделенным климатическим эпохам. В течение теплого периода $T_{\text{мин}}$ было выше, чем в эпоху похолодания (см. рис. 34, в и г). В холодную эпоху облегчен доступ относительно мелкого криля, источником которого являются море Уэдделла и крайняя южная часть моря Скоша. Однако нужно помнить, что обстановка здесь в большой степени определяется местными особенностями горизонтальной циркуляции.

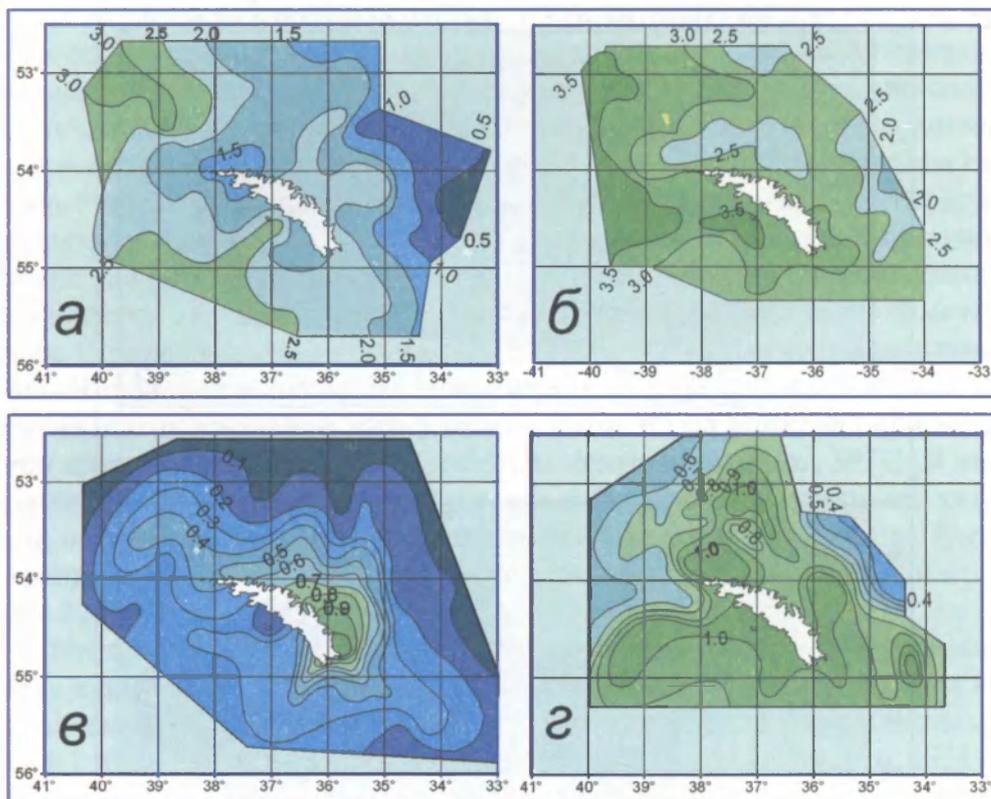


Рис. 34. Распределение средней поверхностной температуры воды в декабре (*a* — в 1926–1935 г.; *б* — в 1965–1972 гг.) и средней температуры в слое Tmin (*в* — в 1926–1935 гг.; *г* — в 1965–1972 гг.) в районе о-ва Южная Георгия (по Масленникову [1979Б])

Fig. 34. Distribution of mean surface water temperature in December (*a* — 1926–1935; *б* — 1965–1972), and mean temperature of Tmin (*в* — 1926–1935; *г* — 1965–1972) in the S. Georgia region [Масленников, 1979Б]

Как было неоднократно отмечено выше, в Антарктике заметны пространственные различия в направленности колебаний, это относится как к атмосферным, так и к океаническим показателям. Естественно, то же самое можно сказать и о реакции биосферы. Для изучения пространственной структуры гидрометеорологических колебаний имеющиеся данные по отдельным станционным точкам (даже весьма продолжительные) нас не удовлетворяют. Необходимы статистически значимые по продолжительности данные, охватывающие весь регион с достаточной подробностью. Таким требованиям отвечают известные массивы данных, разработанные на основе NCEP — NCAR Reanalysis Project [Kalnay and Coauthors, 1996].

Пространственная структура колебаний атмосферного давления на уровне моря

По существу главной целью изучения пространственной структуры колебаний является выделение так называемых природных систем с односторонними колебаниями в атмосфере, гидросфере и биосфере [Ижевский, 1964].

Структура колебаний приземного атмосферного давления в Южном полушарии представляется априори менее сложной, чем в Северном, в силу более равномерного распределения суши и моря, а также наличия непрерывного океанического пространства, что предопределяет в климатическом плане существование над ним зонального восточного переноса воздушных масс. Распределение аномалий атмосферного давления на уровне моря и их межгодовой режим демонстрируют эффект «seesaw», или противоположных колебаний между умеренными и высокими широтами Южного полушария [Gong & Wang, 1999]. Для поля атмосферного давления в Южном полушарии характерно отсутствие выраженных квазистационарных центров действия атмосферы (климатических циклонов, прежде всего), подобных развивающимся над Северной Атлантикой и северной частью Тихого океана альтернативных крупномасштабных дипольных структур. Все это свидетельствует о некоторой изолированности области высоких широт. В то же время существует механизм, ведущий к «разрыву» этой изоляции, некие звенья, связывающие высокоширотную область с иными климатическими зонами. В реальности межширотный воздухообмен совершается практически постоянно в том или ином месте циркулярного высокоширотного пояса как в верхних, так и в нижних слоях атмосферы, а это приводит к соответствующим вторжениям контрастных масс воздуха и возможным колебаниям температуры поверхностного слоя воды. Как мы увидим ниже, наиболее ярко этот механизм проявляется в восточной части Тихого океана (включая тихоокеанский сектор Антарктики).

Использование одного из методов кластерного анализа (см. методический раздел) позволило выделить 18 кластеров в поле аномалий приземного давления для Южного полушария (рис. 35). Ряды средних аномалий для каждого кластера были прокоррелированы с массивом данных по аномалиям приземного давления с целью построения корреляционных матриц для последующего анализа [Масленников, 2002А].

Нужно отметить большие размеры некоторых кластеров. Это относится прежде всего к экваториально-тропическим областям и к высокоширотной области. Последняя, включающая в себя и материк, и

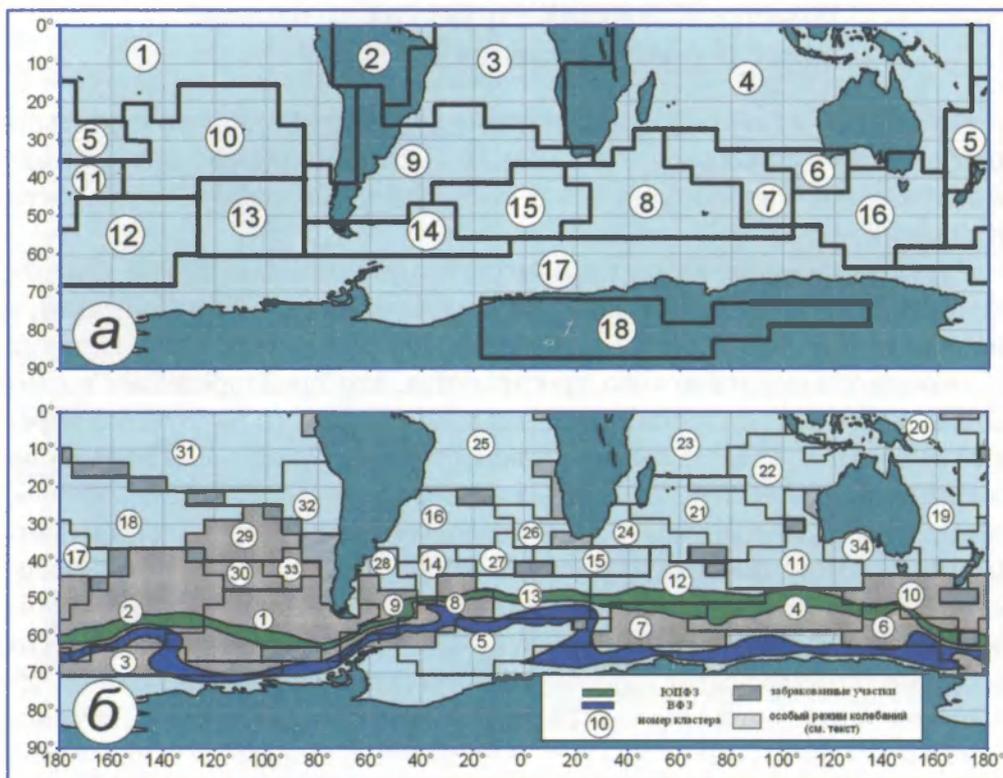


Рис. 35. Положение кластеров в поле летнего атмосферного давления на уровне моря [Масленников, 2002А] (а) и в поле летней поверхностной температуры воды [Масленников, 2002Б] (б)

Fig. 35. Results of cluster analysis for the summer sea level pressure field [Масленников, 2002А] (а) and for summer surface water temperature [Масленников, 2002Б] (б)

океанический пояс, представляет собой единый кластер (17). Сохранен как самостоятельный лишь кластер 18, хотя его связь с кластером 17 характеризуется высоким коэффициентом корреляции (0,73). Этот кластер охватывает участок Восточной Антарктиды и приурочен к квазистационарному антициклону.

В Южном полушарии можно выделить две главные моды колебаний приземного атмосферного давления: так называемая Южная Кольцевая мода (Southern Annular Mode [Thompson & Wallace, 2000]) и Экваториально-тропическая мода. Кольцевая мода определяется колебаниями в режиме циркумполярного «seesaw» (синхронных противофазных колебаний) между поясом умеренных широт и высокоширотной областью.

Зонально-симметричное циркумполярное расположение аномалий давления разного знака послужило отправной точкой при вычислении индекса Антарктического колебания (ААК), определяемого как разница между средними величинами приземного атмосферного давления на 40° и 65° ю.ш. [Gong & Wang, 1999], т.е. на параллелях, характеризующих среднее положение стрежней соответствующих зон максимальных альтернативных колебаний давления. Корреляционный анализ летних аномалий индекса ААК и массива данных по летним аномалиям приземного давления в Южном полушарии (см. рис. 4,а) показал справедливость утверждения о наличии выраженного «seesaw». В Индийском, Атлантическом океанах и в западной части Тихого океана существует относительно узкий зональный пояс однонаправленных колебаний приблизительно на $30\text{--}50^\circ$ ю.ш. со стрежнем на 40° ю.ш. (коэффициент корреляции до 0,76), за исключением восточной части Тихого океана. С ним контрастирует обширная высокоширотная область (вплоть до полюса) противофазных синхронных колебаний (коэффициент корреляции с обратным знаком до 0,93). В тихоокеанском и частично в атлантическом секторах заметно смещение зональной оси этой области на юг (приблизительно на 75° ю.ш.). Вероятно, это сезонный, летний эффект. Однако главными особенностями данной моды колебаний приземного атмосферного давления являются наблюдающийся в восточной части Тихого океана разрыв отмеченного выше пояса однонаправленных колебаний в умеренных широтах и формирование обширной области, охватывающей участок приблизительно от 40° ю.ш. до экватора и характеризующейся довольно высоким коэффициентом корреляции (до 0,69). Все это демонстрируют также корреляционные матрицы (карты распределения коэффициента корреляции между средней для отдельного кластера и всеми точками массива данных по приземному давлению) для кластера 1 (центральная и восточная экваториально-тропическая области Тихого океана) (рис. 36,б), кластера 17, объединяющего всю высокоширотную область (см. рис. 36,а), кластера 7, расположенного в умеренных широтах южной части Индийского океана, и кластера 11, также занимающего участок в умеренных широтах в районе Новой Зеландии. На каждой из матриц выделяются узлы повышенных коэффициентов корреляции. Их географическое положение практически стабильно. В поясе умеренных широт узлы расположены в районе Новой Зеландии, в юго-восточных частях Индийского и Атлантического океанов. В высокоширотной области такие узлы (с обратным знаком корреляции) приурочены к районам морей Росса, Уэдделла и Содружества и Дейвиса. В промежутках между узлами коэффициент

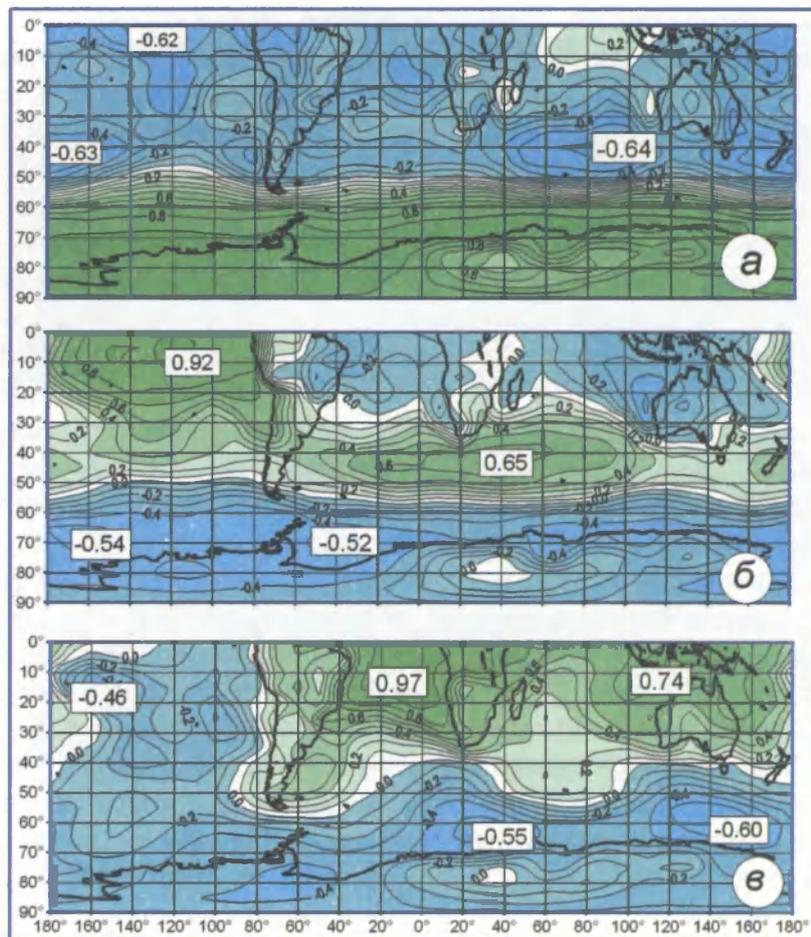


Рис. 36. Распределение коэффициента корреляции между колебаниями средних летних аномалий атмосферного давления на уровне моря и аномалий давления в кластерах 17 (а), 1 (б) и 3 (в) (по Масленникову [2002А])

Fig. 36. Correlations between the summer sea level pressure anomalies in each grid point and in clusters 17 (a), 1 (б) and 3 (в) [Масленников, 2002А]

корреляции сильно снижается. Это говорит о том, что колебания здесь имеют характер стоячих волн с географически фиксированными узлами и антиузлами [Wallace & Gutzler, 1981]. Южная Кольцевая мода Южного полушария проявляется практически при всех типах колебаний, формируя как бы их фон. По существу, эта мода отражает определенное состояние атмосферы — зональность переноса воздушных масс в умеренных и высоких широтах как основную характеристику местной атмосферы. Соответственно, индекс Антарктического колебания служит показателем усиления или ослабления интенсивности этого пере-

носа. Индекс ААК — общий показатель, обобщающий характер колебаний давления во всей высокоширотной области. На этом фоне могут происходить локальные изменения в поле давления, связанные с местными условиями, местными особенностями. Наиболее ярким примером служит тихоокеанский сектор Антарктики, находящийся под воздействием высоких горных систем материков Южная Америка и Антарктида, способствующих более частому, чем в других местах, формированию блокирующей перемычки высокого давления [Renwick, 1998; Marques, Brahmananda, 1999]. Является ли этот индекс индикатором активности зональных или, напротив, меридиональных типов атмосферной циркуляции, сказать трудно. По П.Д. Астапенко [1960], меридиональные формы вообще преобладают в Антарктике (65%). Это, однако, в значительной степени зависит от самого определения зональности и меридиональности. П.Д. Астапенко к меридиональному типу циркуляции относил ситуации, сопровождавшиеся развитием даже единственной (но устойчивой) для всего высокоширотного кольца перемычки высокого давления, разрывающей пояс низкого давления. Зональный тип циркуляции, характеризующийся отсутствием перемычек высокого давления, наблюдается здесь крайне редко. Волновой характер границы, разделяющей пояса с аномалиями приземного давления разного знака, свидетельствует о наличии локальных меридиональных вторжений в виде гребней и ложбин. Места их расположения более или менее стабильны (во всяком случае можно определить их по большей повторяемости), т.е. волна имеет характер стоячей. Как мы увидим далее, характер волны меняется во времени между зонально-симметричным и зонально-волновым типами [Mo, White, 1985].

Представляется, что именно гребни высокого давления могут играть главенствующую роль во вторжении теплых и холодных масс воздуха и, следовательно, вносить вклад в формирование положительных и отрицательных аномалий температуры поверхностного слоя воды. Поэтому выраженные очаги положительных аномалий давления (явление, довольно характерное для всего антарктического пояса) можно считать показателями распространения гребней. Пример такой нередко наблюдающейся в восточной части тихоокеанского сектора ситуации (декабрь 1965 г.) приведен на рис. 37. Вблизи пролива Дрейка формируется хорошо выраженный очаг положительных аномалий давления (более 5 мбар) (рис. 37,а). В случае соответствия этого очага атмосферному гребню неминуемо вторжение на его западной периферии теплой воздушной массы, что мы и наблюдаем на карте аномалий приземной температуры воздуха (см. рис. 37,б). Карта распределения приземного давления в

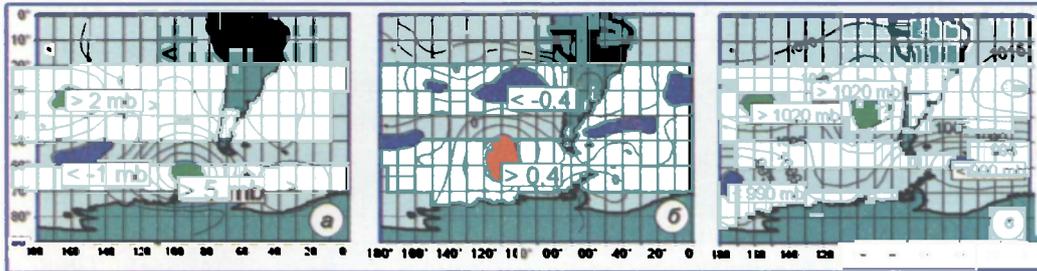


Рис. 37. Карты распределения аномалий приземного атмосферного давления (а), приземной температуры воздуха (б) и поле приземного атмосферного давления (в) в декабре 1965 г.

Fig. 37. Distribution of sea level pressure anomalies (a), air temperature (b) and sea level pressure (c) in 1965, december

декабре 1965 г. демонстрирует наличие такого гребня высокого давления в восточной части тихоокеанского сектора (см. рис. 37,в). Тот факт, что он хорошо выражен на среднемесечной карте, говорит о высокой продолжительности или повторяемости явления. Данный пример относится к зонально-волновому типу циркуляции. Следующий пример демонстрирует противоположную по характеру циркуляции атмосферы ситуацию, относящуюся к зонально-симметричному типу [Mo, White, 1985]. Весь тихоокеанский сектор Антарктики охвачен зонально вытянутым очагом отрицательных аномалий давления (менее -5 мбар) (рис. 38,а). Это зональный тип циркуляции, характеризующийся выносом холодного воздуха от материка, не распространяющегося далеко на север в силу наличия повышенного градиента давления на северной периферии пояса и усиления западных ветров. Это ведет к понижению температуры воздуха над всем тихоокеанским сектором Антарктики (см. рис. 38,б). Данная ситуация по всем признакам близка к периодам развития явления Ля-Нинья, особо холодной фазы колебаний температуры воды в Экваториальной Пацифике, альтернативной теплой фазе Эль-Ниньо. Они сопровождаются ростом давления в экваториально-тропическом поясе Восточной Пацифики и понижением там температуры [Ефимов и др., 1995]. В восточной части тихоокеанского сектора Антарктики в это время происходит снижение давления и температуры (см. рис. 38,а,б). В период развития явления Эль-Ниньо процессы противоположны по знаку: в экваториально-тропическом поясе происходит понижение давления, в высоких широтах — его рост, температура

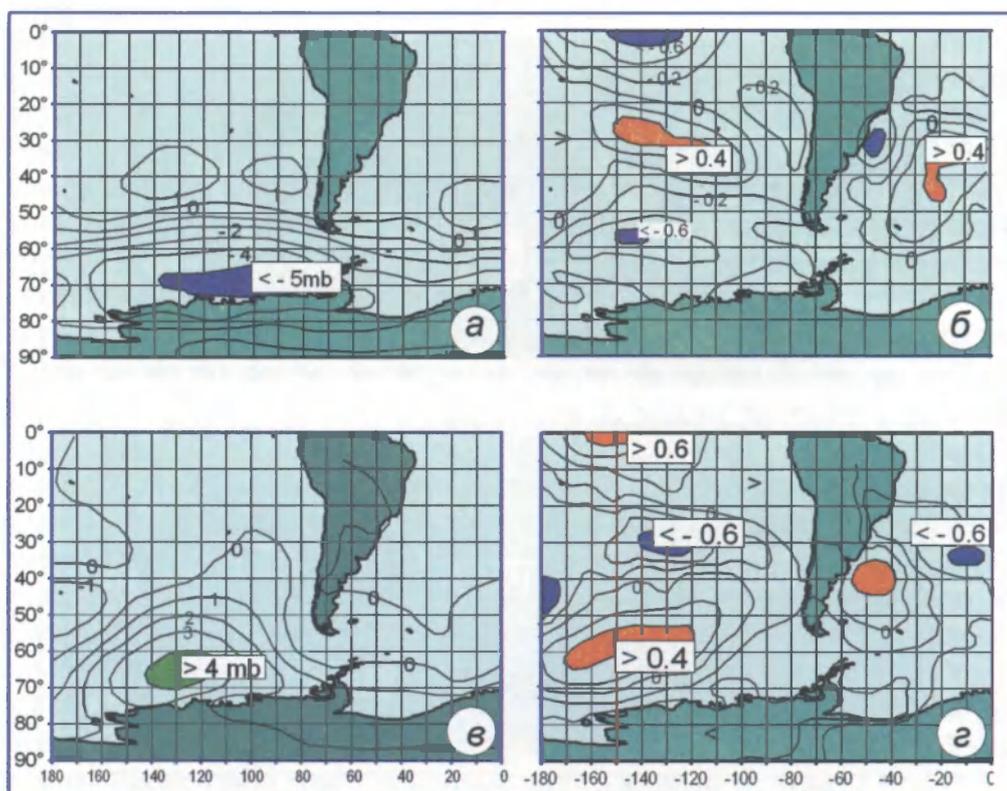


Рис. 38. Примеры распределения аномалий приземного атмосферного давления (а, в) и аномалий температуры воздуха (б, г)

Fig. 38. Distribution of sea level pressure anomalies (а, в) and air temperature anomalies (б, г)

воздуха, соответственно, на экваторе и в высоких широтах повышается. Мы приходим, таким образом, к важному выводу о том, что явление Эль-Ниньо всегда сопровождается развитием очагов положительных аномалий давления в тихоокеанском секторе Антарктики (охватывая частично и умеренные широты). Колебания температуры воздуха оказывают непосредственное воздействие на температуру поверхности океана (см. рис. 38, в, г). Рис. 39, а, представляющий собой корреляционную матрицу связи аномалий поверхностной температуры воды и показателя Эль-Ниньо 3.4, демонстрирует совершенно идентичную полю температуры воздуха структуру.

Заметна связь существования меридионального типа циркуляции (зонально-волнового типа [Mo, White, 1985]) с развитием явления Эль-

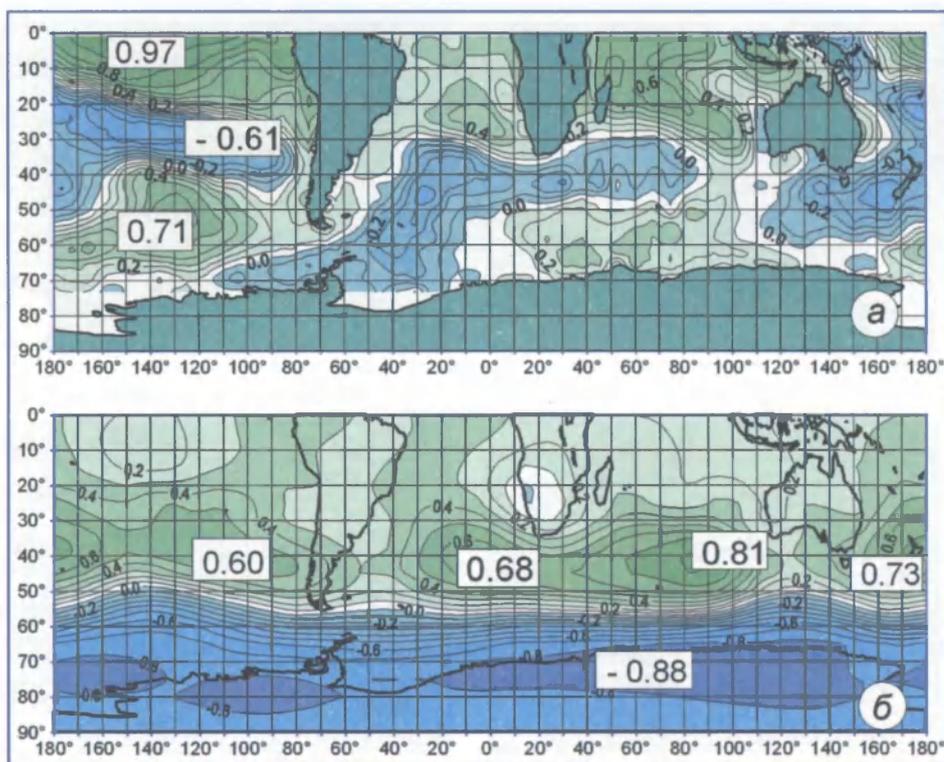


Рис. 39. Распределение коэффициента корреляции между колебаниями летних аномалий поверхностной температуры воды и показателя Эль-Ниньо 3.4 (а) и между колебаниями летних аномалий H500 и индекса ААО (б). Изолинии проведены через 0,1

Fig. 39. Correlations between summer sea surface temperature anomalies and index of El-Nino 3.4 (a) and between summer H500 anomalies and AAO index (b). Contour interval is 0.1

Ниньо и, напротив, зонального типа (зонально-симметричного) с ситуацией, близкой к явлению Ля-Нинья. Как будет видно далее, все эти процессы сопровождаются соответствующими колебаниями индексов ЮК и ААК. Таким образом, мы подошли к рассмотрению второго типа колебаний приземного атмосферного давления в Южном полушарии, который относится к экваториально-тропическим районам океанов и включает в себя известную противофазную систему колебаний давления — Южное колебание (ЮК). Основной ее характеристикой служит противофазность колебаний приземного атмосферного давления над Центральной и Восточной Пацификой, с одной стороны, и над Западной Пацификой, Атлантическим и Индийским океанами — с другой

(см. рис. 36,б,в). Эту моду демонстрируют корреляционные матрицы для экваториальных кластеров (1, 3 и 4). При этом на матрицах для кластера 1 (Центральная и Восточная Пацифика) колебания находятся в противофазе с высокоширотной областью (максимальный $|r| = 0,54$) (см. рис. 36,б). Соответственно, на матрицах для кластеров 4 и 3 противофазные с высокоширотной областью колебания наблюдаются в экваториальных районах Западной Пацифики, Атлантического и Индийского океанов (максимальный $|r| = 0,60$) (см. рис. 36,в).

Что касается связи летних аномалий атмосферного давления на уровне моря с летними аномалиями геопотенциальной высоты поверхности 500 гПа (H500), то нужно отметить, что их колебания большей частью пространственно когерентны. Особенно это касается Кольцевой моды колебаний, что хорошо видно на карте распределения коэффициента корреляции между летними аномалиями индекса Антарктического колебания и полем летних аномалий H500 (см. рис. 39,б). Ось северного пояса колебаний проходит по 40° ю.ш., лишь незначительно смещаясь на 35° ю.ш. в восточной части Тихого океана. Южная ось противофазных колебаний расположена в среднем на 75° ю.ш. ($|r| = 0,88$). Характерно, что узлы максимальной корреляции в северном поясе располагаются строго в тех же местах, что и в поле приземного давления. Таких узлов три: с центрами над Северным островом Новой Зеландии ($|r| = 0,73$), над южной частью Индийского океана ($|r| = 0,81$) и над юго-восточной частью Атлантики ($|r| = 0,68$). Однако в отличие от поля приземного давления разрыва этого пояса однонаправленной корреляции в восточной части Тихого океана не происходит, т.е. обратная связь между высокоширотной и экваториально-тропической областями осуществляется лишь в поле приземного давления. Аналогичные картины получаются на корреляционных матрицах в поле H500 для кластеров 1, 7, 10, 11 и 17 (расположение кластеров см. на рис. 35). Географическое положение узловых участков в основном согласуется с матрицами для приземного давления. Исключение одно — восточная часть Тихого океана, где восстанавливается непрерывный пояс однонаправленной корреляции и появляется восточно-тихоокеанский узел, расположенный на $35-40^\circ$ ю.ш. (см. рис. 39,б).

Таким образом, при сопоставлении с Кольцевой модой колебаний приземного давления колебания в поле H500 демонстрируют примерно тот же уровень связей между узлами и антиузлами, расположенными в поясах противофазных колебаний геопотенциальных высот.

Пространственная структура колебаний поверхностной температуры воды в Антарктике

Кластерный анализ, проведенный с массивом данных по поверхностной температуре воды (см. методический раздел), позволил выделить 34 кластера (т.е. набора точек с когерентным характером колебаний поверхностной температуры воды) для всего Южного полушария [Масленников, 2002Б] (см. рис. 35). Гидрологическую структуру Антарктики нельзя назвать слишком простой, однако в отличие от Северного полушария ее можно характеризовать как единую, неразрывную. По-видимому, это же предопределяет отсутствие стационарных центров действия атмосферы над океаном. В климатическом плане здесь наблюдается зональный перенос воздушных масс в восточном направлении в поясе низкого давления, расположенном к югу от областей высокого давления каждого из океанов. Однако в силу меридиональных нарушений атмосферной циркуляции происходят вторжения теплых и холодных воздушных масс в пределы друг друга, что главным образом и приводит к колебаниям поверхностной температуры воды. Кроме того, структура гидрологических полей в Антарктике имеет свои ярко выраженные особенности, связанные с меридиональными нарушениями в системе течений.

Вообще нужно заметить, что Антарктика, по существу, выделяется в единое образование с явными признаками некоторой изолированности от других глобальных климатических систем. Это отразилось на результатах кластерного анализа в поле колебаний атмосферного давления на уровне моря. Практически вся высокоширотная область, включая материк и океаническую часть, относится к одному кластеру по характеру межгодовых колебаний летних аномалий давления. Поле температуры воды демонстрирует более сложную реакцию. Выделяются порядка 10 кластеров, отличающихся друг от друга по характеру колебаний поверхностной температуры воды. При этом каждый из них достаточно четко привязан к реальным региональным океанографическим особенностям. Именно это соответствие побудило остановиться на данном уровне классификации при формировании кластеров в поле аномалий температуры воды.

Соответствие кластеров природным океанологическим образованиям (типам вод)

Нанесенные на карту распределения кластеров антарктические фронтальные зоны (Южная Полярная фронтальная зона — ЮПФЗ и Вторичная фронтальная зона Антарктики — ВФЗА) дают наглядную картину соответствия кластеров массивам разных типов антарктических вод (см. рис. 35,б). Так, кластер 3 соответствует водам КР. Обширные кластеры 1 и 2, занимающие восточную часть тихоокеанского сектора, относятся к водам АЦТ, проникшим далеко на юг (кластер 1) за счет хорошо выраженной меридиональной составляющей потока восточнее КР. Характерно, что кластер 1 объединяет воды как к югу, так и к северу от ЮПФЗ, которая пересекает кластер примерно посередине. На более низком уровне классификации те и другие относятся к разным подкластерам, один из которых (южный) соответствует антарктическим водам АЦТ, другой (северный) — субантарктическим водам. Корреляционная связь между ними достаточно высока для объединения в один кластер ($r = 0,75$), что говорит о едином характере колебаний. Кластер 2 практически целиком занят субантарктическими водами. Кластер 5 — это высокоширотные воды КУ. Меридиональная восточная граница круговорота примерно на $20-30^\circ$ в.д. совпадает с границей между кластером 5 и кластером 7. В районе морей Скоша и Уэдделла три смежных кластера (5, 8 и 9), вытянутые соответственно особенностям местного поля течений с юго-запада на северо-восток, дают полную картину пространственной гидрологической структуры в этом сложном в динамическом отношении районе: высокоширотные воды моря Уэдделла (кластер 5), высокоширотные воды, распространяющиеся с запада из южной части пролива Дрейка — северной части пролива Брансфилд (кластер 8), и воды АЦТ, распространяющиеся из центральной части пролива Дрейка (кластер 9). Кластеры 6, 4 и 7 представляют воды южной периферии АЦТ, т.е. воды, расположенные между ЮПФЗ и ВФЗ. Различия в их колебаниях связаны с преобладающей направленностью меридиональной составляющей потока либо на север от материка (кластер 4), либо на юг к матерiku (кластеры 6 и 7). Это отражается и на уровне связи между ними. Если коэффициент корреляции между кластером 4 и двумя другими не превышает 0,35, то между кластерами 6 и 7 он возрастает до 0,67.

Связь между колебаниями температуры воды в разных кластерах. Дальние связи

В Южном полушарии существование дальних связей как наличия высоких коэффициентов корреляции между временными колебаниями метеорологических параметров в далеко отстоящих друг от друга пунктах [Wallace, Gutzler, 1981] неоднократно подтверждалось [Mo, White, 1985; Carleton, 1988; Karoly, 1989; Simmonds, Jacka, 1995; Peterson, White, 1998]. Большею частью они проявлялись в статистически значимых связях индекса Южного колебания с некоторыми атмосферными и гидрологическими показателями в умеренных и высоких широтах.

В предлагаемом исследовании применение кластерного анализа позволило использовать временные ряды средних аномалий для каждого кластера в корреляционных расчетах с соответствующими данными всего массива, причем не только с поверхностной температурой воды, но и с приземным атмосферным давлением и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа. Напомню, что особый интерес представляют прежде всего обратные дальние связи, характеризующие высокими отрицательными коэффициентами корреляции, а также положительные связи, но между разными климатическими зонами. Положительные связи даже на высоком уровне, имеющие место в том же широтном поясе, свидетельствуют о закономерном зональном совпадении режима колебаний, нарушаемом на некоторых участках меридиональными внедрениями чужеродных вод в эти широты. Характерным примером может служить описанная выше прямая корреляционная связь между кластерами 6 и 7, разделенными кластером 4.

Итак, в Южном полушарии были выявлены пять типов колебаний летней поверхностной температуры воды, демонстрирующих дальние связи. Рассмотрим их, начиная с Антарктики.

Антарктическая мода колебаний — это синхронные, с зонально расположенными узлами, однофазные колебания поверхностной температуры воды, происходящие на разных участках антарктической зоны, характеризующие естественный единый характер колебаний в водах одной природы (рис. 40). Так, колебания в кластере 3, представляющем воды КР (смешанные воды высокоширотной модификации и южной периферии АЦТ), аналогичны колебаниям в индоокеанском секторе в кластерах, расположенных вблизи морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса в поясе 60–65° ю.ш. с близкими по природе водами. Вообще нужно заметить, что все кластеры, соответствующие антарктическим водам, т.е. водам, расположенным южнее ЮПФЗ, демонстрируют от-

носительно низкий уровень связи (менее 0,40) с кластерами, расположенными в иных климатических поясах. В самом же антарктическом поясе формируются положительные дальние связи между колебаниями поверхностной температуры воды в разных секторах. Практически колебания в каждом из кластеров, расположенных в Антарктике, сопровождаются аналогичными колебаниями на отдельных участках других секторов (см. рис. 40,а). Исключение составляют лишь два: кластеры 5 (высокоширотные воды КУ) (см. рис. 40,б) и 9 (пролив Дрейка — западная часть моря Скоша). Это участки монополюсных колебаний, не имеющих аналогов ни в самой Антарктике, ни тем более в других климатических поясах. В пределах кластера 5 развивается самостоятельная

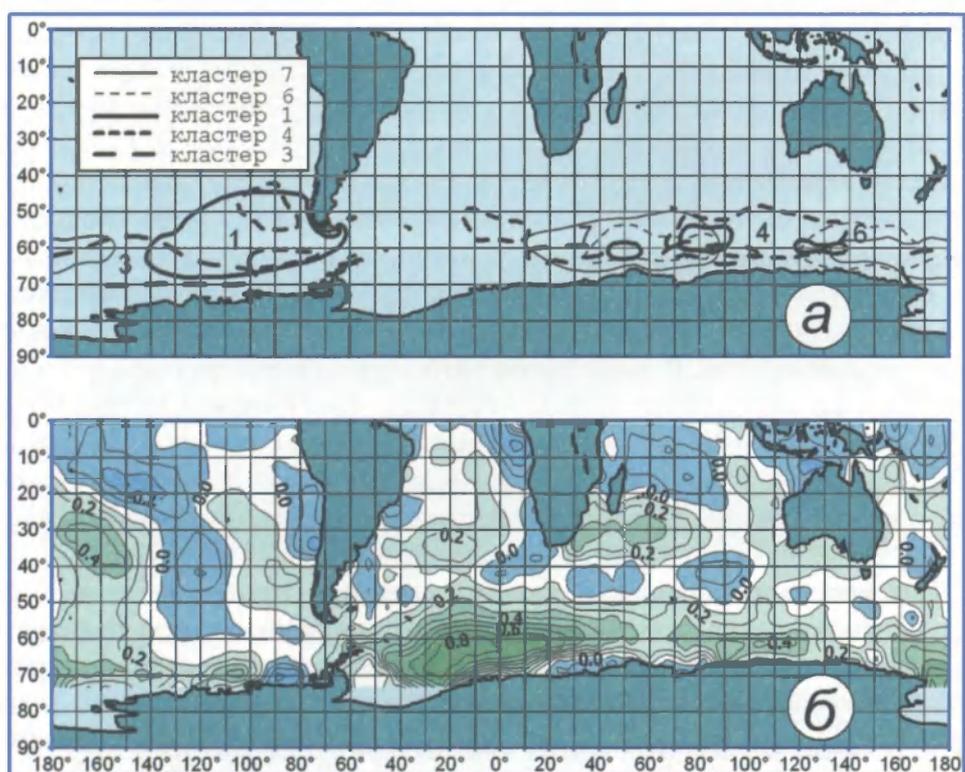


Рис. 40. Антарктический тип дальних связей (а). Контуры областей соответствуют $|r| = 0,5$. Распределение коэффициента корреляции между средними летними аномалиями поверхностной температуры воды в кластере 5 и аномалиями в каждой точке массива данных (б)

Fig. 40. Antarctic mode of teleconnections (а). Contours correspond to $|r| = 0.5$. Correlations between sea surface temperature anomalies for cluster 5 and in each grid point anomalies (б)

динамическая система, характеризующаяся особым высокоширотным типом вод.

Субантарктическая мода колебаний — это многополюсные, с зонально расположенными узлами, с чередующимся знаком корреляции, противофазные колебания поверхностной температуры воды, приуроченные к Субантарктической зоне (к северу от ЮПФЗ). От крайней юго-восточной части Тихого океана, через Южную Атлантику до юго-западной части Индийского океана протягивается цепочка узлов с меняющимся знаком корреляции. Центры действия соответственно располагаются: вблизи побережья Южного Чили, в районе к северу от Южных Фолклендских о-вов, восточнее моря Скоша и на участке к юго-востоку от Африки (рис. 41). Связи между ними характеризуются абсолютными величинами от 0,52 до 0,75 и проявляются при корреляционных расчетах средних аномалий температуры воды для кластеров, расположенных в субантарктических водах, в зоне умеренных широт (кластеры 12, 13, 28, 30 и 33), с аномалиями в каждой точке массива SST. Все узлы стабильны по своему положению (независимо от кластера, используемого для корреляционного расчета), что говорит о природной обусловленности их образования. Та же устойчивая пространственная волновая структура корреляционного поля с теми же узлами проявляется и при расчетах с кластером 20, расположенным к северо-востоку от Австралии (см. рис. 41, в). В этом случае многополюсная структура дополняется высокими связями в экваториально-тропических районах трех океанов ($r = 0,60-0,77$) и образует тем самым меридиональные дипольные дальние связи в Атлантическом океане ($r = 0,60$ в приэкваториальной области, $r = -0,63$ в Субантарктике) и в восточной части Тихого океана ($r = 0,66$, $r = -0,52$) соответственно.

Тип зональных дипольных дальних связей — противофазные, с зонально расположенными узлами, колебания поверхностной температуры воды, связывающие разные области умеренных и высоких широт с юго-восточной частью Тихого океана. Их три: Новозеландский (кластер 10), восточно-тихоокеанский (кластер 1) и моря Скоша (кластер 8) (рис. 42). Колебания, происходящие в пределах кластера 8 (центральная и восточная части моря Скоша), сопровождаются противофазными колебаниями на одном из участков юго-восточной части Тихого океана с высокой корреляционной связью ($r = 0,67$) (см. рис. 42, а).

Восточно-тихоокеанская мода колебаний — трехполюсные, с меридионально расположенными узлами — зонами, с чередующимся знаком корреляции, противофазные колебания поверхностной температуры воды, объединяющие в единый механизм колебания в высоких, субтро-

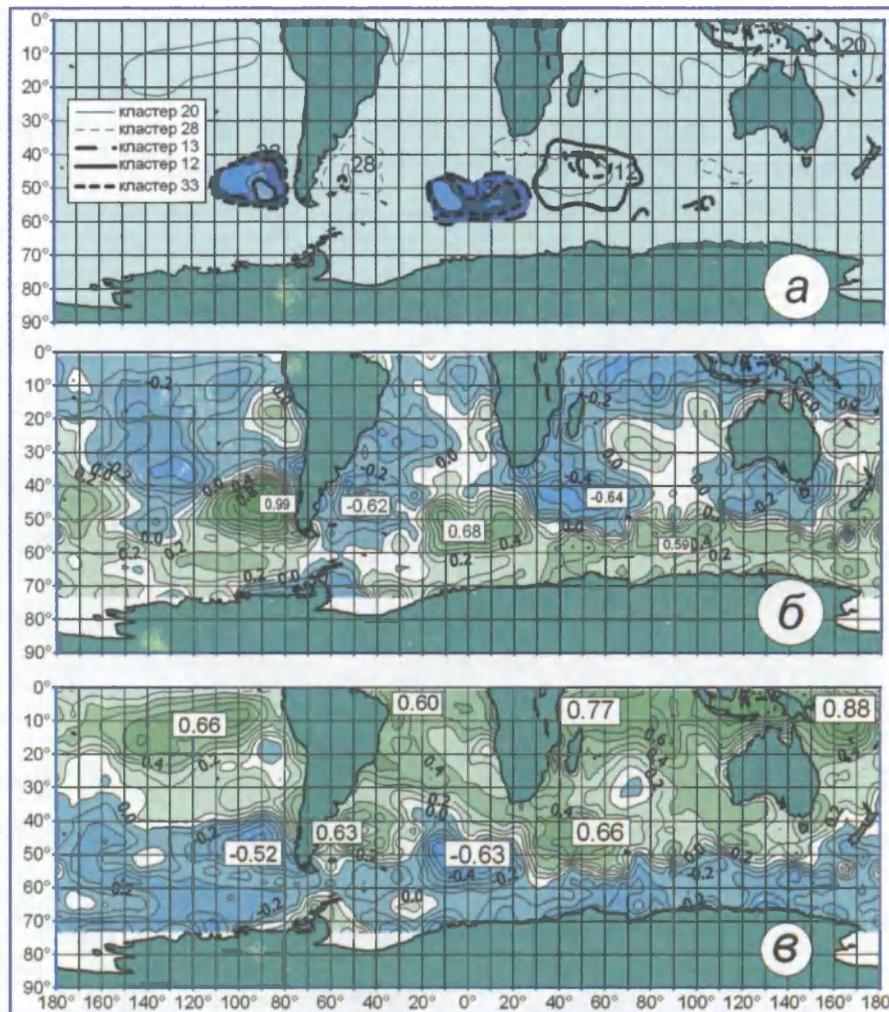


Рис. 41. Субантарктический тип дальних связей (*a*). Изолинии проведены через $|r| = 0,5$. Затемнение использовано для демонстрации связей с противоположным знаком (*a*). Коэффициент корреляции, демонстрирующий связь средних летних аномалий поверхностной температуры воды в кластере 33 (*б*) и в кластере 20 (*в*) с аномалиями в каждой точке массива данных

Fig. 41. Sub-Antarctic mode of teleconnections (*a*). Contours correspond to $|r| = 0.5$. Shading is used for demonstration of connections with opposite signs. Correlations between sea surface temperature anomalies in each grid point and anomalies for cluster 33 (*b*) and cluster 20 (*c*)

пических и экваториально-тропических широтах. Главным районом, демонстрирующим противофазные связи значимого характера между разными широтными климатическими зонами, является Тихий океан. При расчете корреляционной связи между кластером 2 и массивом

ТПО можно видеть, что здесь формируется поле, состоящее из трех широтных зон, характеризующихся меняющимся знаком коэффициента корреляции (рис. 43). При этом северная (максимальный $|\gamma| = 0,67$) и южная зоны положительной корреляции разделены зоной отрицательной корреляции (максимальный $|\gamma| = 0,68$). Аналогичные результаты получены на другом массиве данных и за иной период времени В.В. Ефимовым и др. [1995]. Итак, в восточной части Тихого океана пространственная структура колебаний поверхностной температуры воды имеет вид многополюсной меридиональной структуры. Нужно отметить, что подобная структура колебаний в восточной части Тихого океана проявилась еще при предварительных расчетах с использованием индексов ЮК и Эль-Ниньо (см. рис. 39,а). Это естественно, поскольку экваториальные районы Эль-Ниньо 3.4 совпадают по своему географическому

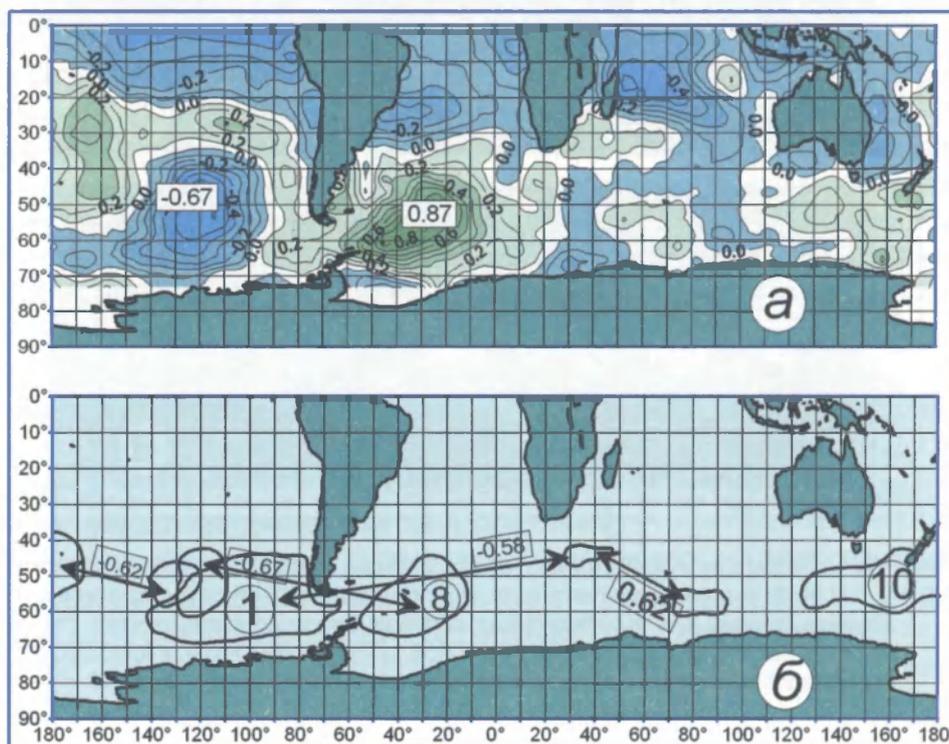


Рис. 42. Коэффициент корреляции между средними летними аномалиями поверхностной температуры воды в кластере 8 и аномалиями в каждой точке массива данных (а) Зональный дипольный тип дальних связей (б). Контуры областей соответствуют $|\gamma| = 0,5$. Показаны номера кластеров

Fig. 42. Correlations between summer sea surface temperature anomalies for cluster 8 and anomalies in each grid point (a). Zonal dipole mode of teleconnections (b). Contours correspond to $|\gamma| = 0.5$

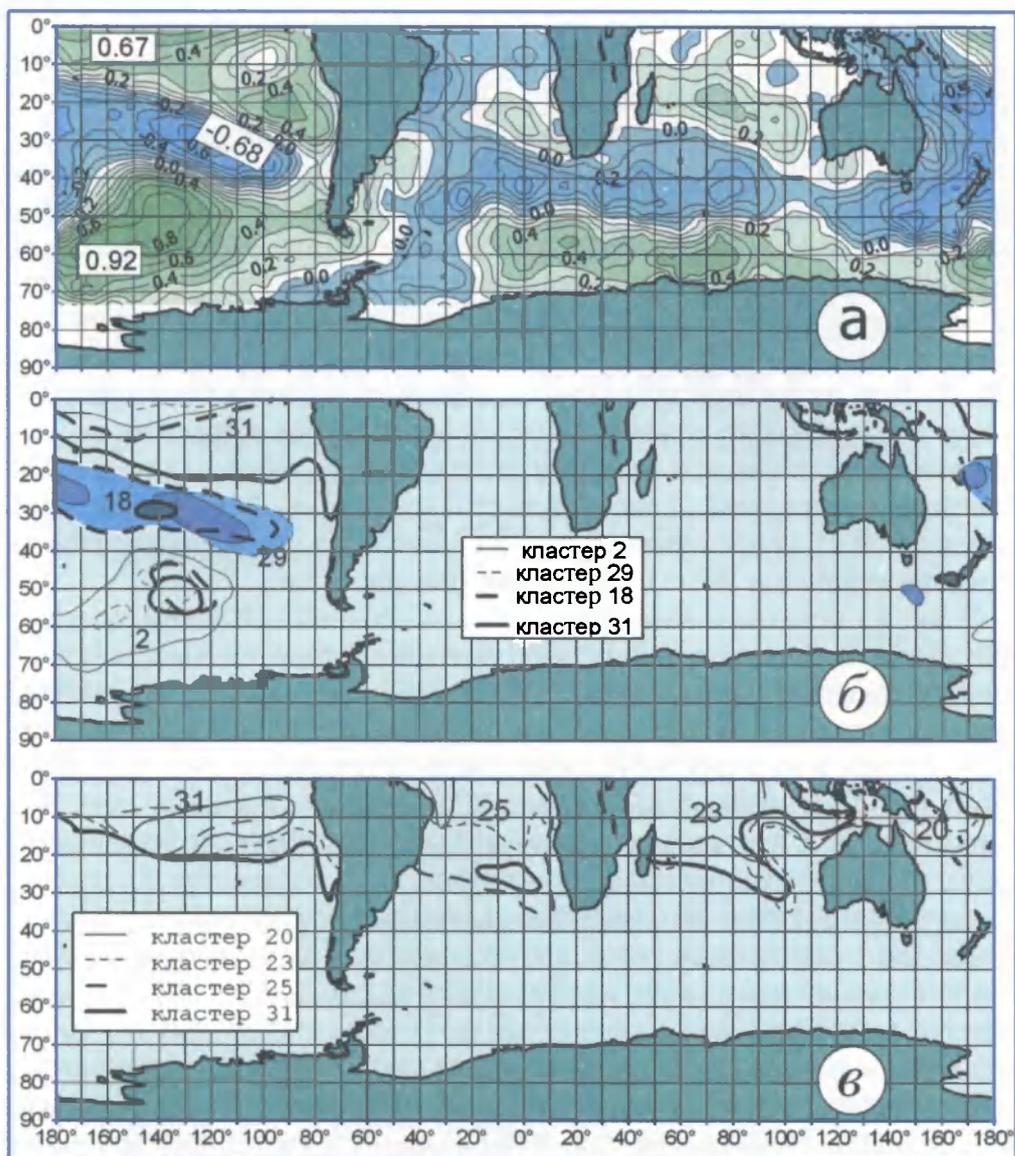


Рис. 43. Коэффициент корреляции между средними летними аномалиями поверхностной температуры воды в кластере 2 и аномалиями в каждой точке массива данных (а). Восточно-тихоокеанский тип дальних связей (б). Контуры областей соответствуют $|r| = 0,5$. Экваториально-тропический тип дальних связей (в). Контуры областей соответствуют $|r| = 0,5$

Fig. 43. Correlations between summer sea surface temperature anomalies for cluster 2 and anomalies in each grid point (a). East Pacific mode of teleconnections (б). Contours correspond to $|r| = 0.5$. Equatorial-tropical mode of teleconnections (в). Contours correspond to $|r| = 0.5$

положению с кластером 31, а индекс Южного колебания отвечает глобальной противофазной колебательной системе, сложившейся именно здесь, в Тихом океане.

Экваториально-тропическая мода колебаний — синхронные, с зонально расположенными узлами в экваториально-тропических районах трех океанов, однофазные колебания поверхностной температуры, включающие в себя колебания в режиме ЭНЮК (Эль-Ниньо — Южное колебание). Особенно четко она проявляется в колебаниях температуры воды в приэкваториальных областях восточной части Тихого океана (кластер 31) и Индийского океана (кластер 23), $r = 0,77$. Соответствующая область Атлантики при этом коррелируется с этими колебаниями весьма слабо. Однако коэффициент корреляции там возрастает до 0,61 при вычислении связи с западной частью Тихого океана (кластер 20). При этом связь с экваториальной восточной частью Тихого океана теряется ($r < 0,2$), коррелируемая область смещается на юг и располагается в зоне между 5 и 20° ю.ш. ($r = 0,66$) (см. рис. 43,б).

Итак, из перечисленных пяти типов колебаний в Южном полушарии лишь восточно-тихоокеанский тип демонстрирует дальние связи меридионального направления, представляющие наибольший интерес в аспекте изучения механизма климатических колебаний в разных широтных зонах и их взаимообусловленности. Учитывая особую роль Восточно-тихоокеанской моды колебаний ТПО, можно предположить, что единственные в Антарктике существенные климатические изменения, произошедшие в районе западного (тихоокеанского) шельфа Антарктического полуострова, не являются следствием каких-либо локальных процессов, а имеют все же глобальную причину. Там было отмечено общее потепление приземного слоя атмосферы (на 2° за 50 лет), что даже привело к интенсивному разрушению некоторых шельфовых ледников. Думается, что немалую роль здесь играет процесс блокирования атмосферного переноса над западной частью Южной Америки [Renwick, 1998; Marques, Brahmananda Rao, 1999]. Реакция поля температуры воды в тихоокеанском секторе Антарктики на кардинальные изменения, происходящие в экваториально-тропическом поясе Тихого океана, выражающиеся в колебаниях индекса ЮК и в их крайней форме — событиях Эль-Ниньо и Ля-Нинья, всегда однозначна. В этой связи можно продемонстрировать впечатляющие различия между летними (декабрь — февраль) полями аномалий ТПО, осредненных для лет Эль-Ниньо и Ля-Нинья (рис. 44). Карты построены Центром Диагностики Климата (CDC) NOAA-CIRES и получены в сайте <http://www.cdc.noaa.gov/Composite>. На рис. 44 видно, что выявленные выше характерные для Восточной

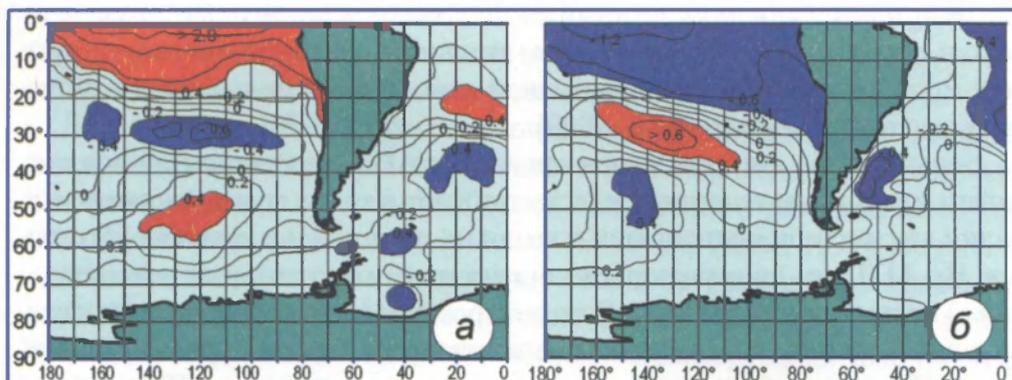


Рис. 44. Распределение летних аномалий поверхностной температуры воды, осредненных для лет развития Эль-Ниньо (а) и Ля-Нинья (б)

Fig. 44. Distribution of summer sea surface temperature anomalies for El-Nino (a) and La-Nina (b) years

Пацифики природные системы в годы разных режимов меняют знак аномалий поверхностной температуры воды на противоположный.

Антарктическая Циркумполярная волна. Траектория переноса аномалий

Механизм формирования аномалий поверхностной температуры воды включает в себя воздействие комплекса природных факторов, меняющихся в связи с различного рода перестройками в атмосфере. Изменения атмосферных показателей могут происходить быстро благодаря развитию различного рода планетарных атмосферных волн. Так, например, сигнал изменения индекса Южного колебания передается из низких широт в высокие с помощью атмосферных планетарных волн за несколько дней или недель [Peterson, White, 1998].

Механизм формирования аномалий температуры воды включает в себя, кроме непосредственного воздействия атмосферы на океаническую поверхность, также передачу сигнала с помощью медленных океанических волн. В Южном океане аномалии перемещаются на восток с помощью так называемой Антарктической Циркумполярной волны (АЦВ) [Jacobs, Mitchell, 1996; White, Peterson, 1996; Qiu, Jin, 1997; Christoph et al., 1998; Peterson, White, 1998]. Скорость ее 6–10 см/с, т.е. необходимо 8–10 лет, чтобы обогнуть планету, хотя цифры называются разные (до

12–16 лет). Механизм ее генерации не совсем ясен, а характер определяется совместным вкладом горизонтального масштаба соответствующей моды колебаний в вышележащей атмосфере и скорости океанских течений [Naarsma et al., 2000].

Большинство авторов, связывая АЦВ с АЦТ, исключительно устойчивым и мощным течением, рассматривают в то же время перенос малых каких-либо показателей в высоких широтах антарктического яса. Но АЦТ там (за некоторыми исключениями, о которых речь пойдет ниже) весьма слабо развито. В то же время АЦВ в значительной степени определяется геострофической адвекцией. Таким образом, движение АЦВ должно быть непременно связано со струей АЦТ, главной движущей силой циркумполярного переноса. Это предопределяет соответствующие пространственным колебаниям АЦТ отклонения воле от зонального распространения и проникновение ее в области, расположенные вблизи Антарктиды, но заполненные водами АЦТ (главнотаким образом, такой областью является восточная часть тихоокеанского сектора антарктики). Соответственно вне влияния АЦВ должны оставаться не только обширные области КУ и КР, заполненные иными модификациями антарктических вод, и режим колебаний там должен отличаться от режима в водах АЦТ, что и было отмечено в предыдущем разделе.

На первых этапах кластерного анализа мы оперируем большим количеством относительно небольших кластеров. Использование этих данных позволило проследить преемственность характера колебаний в разных направлениях. Просчитав корреляционную связь каждого кластера с окружающими его другими кластерами, мы получили возможность оценить основные направления распространения аномалий. В результате таких последовательных шагов была построена схема перемещения аномалий, т.е., по существу, та самая океаническая волна (рис. 45). На одном из участков Атлантики (на рисунке заключенном в прямоугольные рамки) изображен полный комплекс рассчитанных корреляционных связей между кластерами. На этом примере видно, что правильный выбор в данном случае не представляет труда. Характерно, что большей частью так происходило везде. При коэффициенте корреляции, превышающем 0,39, фиксировались все ответвления, которые, в свою очередь, мы продолжали «вести» дальше. В данном случае величина корреляции 0,40 выбрана условно в качестве критерия достоверности связи. Коэффициент корреляции по пути перемеще-

том месте, где перемещению волны нет альтернативы. Пожалуй, это единственное слабое звено на всем пути, характеризующем пространственную преемственность в характере изменчивости температуры.

Для периода 1982–1994 гг. источником первых сигналов межгодовых колебаний поверхностной температуры воды служил участок, расположенный в западной части Южной Пацифики (примерно в координатах 20–30° ю.ш., 150° в.д. — 150° з.д.) [Peterson, White, 1998]. На рис. 45 он отмечен затемнением. Дальнейшее распространение аномалий поверхностной температуры воды авторы связывают с западной частью Тихого океана, что противоречит общему характеру поля течений (поэтому авторы привлекают на данном этапе механизм связи аномалий поверхностной температуры воды с атмосферой в тех же временных масштабах). Карта корреляционной преемственности хода аномалий температуры воды указывает на возможность иного пути движения волны — с северо-запада (от источника аномалий) на юго-восток к району юго-западного побережья Южной Америки. В этом случае снимаются противоречия, связанные с адвективным перемещением аномалий.

Дальнейший путь волны показывает, что в антарктические воды она проникает только лишь в восточной части тихоокеанского сектора Антарктики, где охватывает обширную акваторию с высокими корреляционными связями между подкластерами, входящими в нее. Продолжение

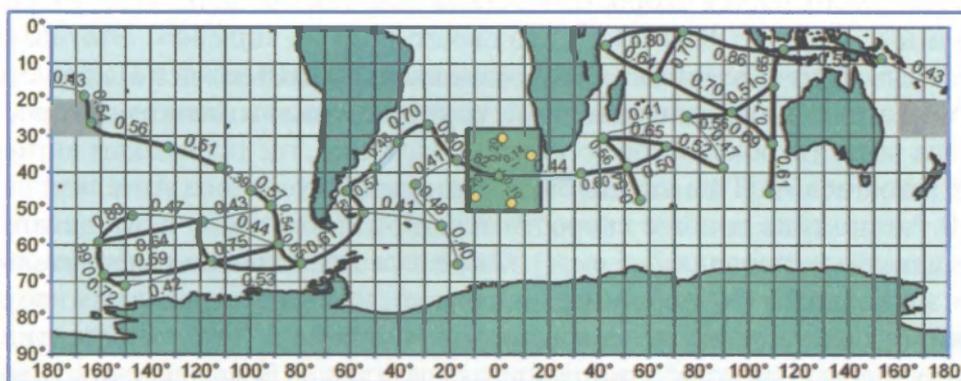


Рис. 45. Преемственность колебаний поверхностной температуры воды в Южном полушарии. Толстой линией соединены кластеры с корреляционной связью 0,50 и более, тонкой — со связью 0,40–0,49. Кружки обозначают положение центров малых (первоначальных) кластеров. Остальные пояснения см. в тексте

Fig. 45. Proposed route of the propagation of sea surface temperature anomalies in the Southern Hemisphere. Heavy lines connect clusters with the coefficient of 0.50 and higher, thin lines with coefficient of 0.40–0.49. Circles show centers of small (initial) clusters. See the other details in the text

траектории перемещения аномалий лежит, естественно, через пролив Дрейка с главной струей АЦТ. Затем она огибает Фолклендские о-ва и с Фолклендским течением движется на север вдоль Южной Америки, где в районе Бразилии разворачивается на юго-восток и на восток. Таким образом, в Атлантике распространение волны на север относительно невелико. Зато здесь наблюдается некое слабое ответвление ее на юг, достигающее даже вод КУ. Однако связи в этом ответвлении не превышают 0,41, и их можно считать на грани достоверности (согласно нашему условному критерию). Пройдя несколько южнее Африки, волна, наконец, входит в южную часть Индийского океана. Здесь, по сравнению с Атлантическим океаном, картина движения волны усложняется. Это объясняется, по-видимому, соответствующим характером поля геострофических течений. Распространение волны идет генерально на северо-восток в район Индонезии, по пути разветвляясь, но сохраняя соответствие полю течений и очевидную направленность. Намечаются два ответвления волны к югу с хорошими величинами корреляционной связи. Одно из них наблюдается западнее о-ва Кергелен и связано с соответствующей струей АЦТ в этом районе. Другое развивается юго-западнее Австралии и также связано с дивергенцией АЦТ. Оба эти ответвления тупиковые, т.е. дальнейшего распространения волны южнее 48° ю.ш. не происходит. Нужно отметить, что южнее Полярного фронта резко уменьшается скорость переноса вод. Так что воды АЦТ, расположенные к югу от ЮПФЗ, — это своего рода их «шлейф». Этот факт свидетельствует о вероятном затухании сигнала АЦВ южнее Полярного фронта, что мы и наблюдаем. Единственным исключением служит восточная часть тихоокеанского сектора Антарктики, где происходит активный заток вод АЦТ на юг, почти до материкового склона Антарктиды.

В Антарктике вообще скорости течений на большей части акватории невелики (порядка 2–5 см/с). Они возрастают только во фронтальных зонах (до 10–30 см/с и изредка более), не считая локальных нарушений в поле течений вблизи островов и материка. Так что адвективная составляющая колебаний температуры воды на большей части акватории Антарктики невелика. Главным образом формирование аномалий ТПО происходит за счет теплообмена океан – атмосфера. На динамически активных участках, по-видимому, равную роль играют динамические процессы [Reynolds, 1978; Алексеев, 1982; Лаппо и др., 1990].

Неоднократно отмечавшиеся в высоких широтах медленные волновые переносы на восток аномалий уровня океана, поверхностной температуры воды, распространения льда и др. [Jacobs, Mitchell, 1996; Christoph et al., 1998] не могут быть связаны с АЦТ. Там механизм генерации

и распространения этих волн включает в себя использование иных систем течений, в частности, это могут быть северные ветви приматериковых циклонических круговоротов. Строго говоря, это уже не АЦВ, поскольку последняя четко ассоциировалась с самым устойчивым и мощным на планете АЦТ. Собственно говоря, циркумполярность АЦВ может поддерживаться только при условии ее распространения с непрерывным АЦТ. Чем выше устойчивость геострофической адвекции, тем более процесс переноса аномалий защищен от быстрой диссипации. Отклонение от главной магистрали ведет большей частью к затуханию волны. Другим условием успешного распространения волны должна быть достаточная энергетическая емкость сигнала, что определяется не только величиной аномалии, но и размером однородной по характеру колебаний акватории. Таким условиям удовлетворяет прежде всего восточная часть тихоокеанского сектора Антарктики. Кроме нее сюда можно отнести и большую часть Индийского океана.

Представляется, что предложенная схема характеризует среднюю многолетнюю траекторию движения медленной океанической волны летних аномалий поверхностной температуры воды. По-видимому, если использовать не весь ряд, а его временные отрезки, можно «поймать» пространственные изменения перемещения волны, свойственные разным временным периодам.

Связи летних аномалий ТПО с полем летних аномалий атмосферного давления на уровне моря

Как отмечалось выше, аномалии поверхностной температуры воды в Антарктике формируются в значительной степени под воздействием атмосферных явлений. Так что сильные изменения температуры происходят в результате серьезных перестроек атмосферной циркуляции (барического поля). В этой связи рассмотрим некоторые из образцов корреляционных связей между колебаниями поверхностной температуры в каждом из кластеров и полем приземного атмосферного давления. Прежде всего остановимся на тех, где колебания температуры воды имеют заметную связь с колебаниями давления в тех же местах или вблизи. Так, рост температуры воды летом на участке к юго-востоку от Африки (см. рис. 35, кластер 15) сопровождается ростом атмосферного давления там же ($r = 0,62$) и понижением давления в циркумполярном поясе $60-80^\circ$ ю.ш. ($r = -0,54$). То же самое происходит при росте температуры воды в районе к северу от Фолклендских о-вов (кластер

28). Он сопровождается повышением летнего давления там ($r = 0,59$) и понижением давления в том же циркумполярном поясе $60-80^\circ$ ю.ш. ($r = -0,56$) (рис. 46,а). Колебания температуры воды к востоку от Фолклендского района (кластер 14) близки к колебаниям атмосферного давления в хорошо выраженной форме «seesaw» между Южной Атлантикой и южной частью Индийского океана, с одной стороны (максимальный $r = 0,60$), и высокоширотным поясом $60-70^\circ$ ю.ш. — с другой (максимальный по абсолютной величине $r = -0,61$) (см. рис. 46,б). Такой тип колебаний связан с Кольцевой модой Южного полушария (Southern Hemisphere annular mode), отражающей основной крупномасштабный тип колебаний приземного давления в Южном полушарии [Thompson, Wallace, 2000].

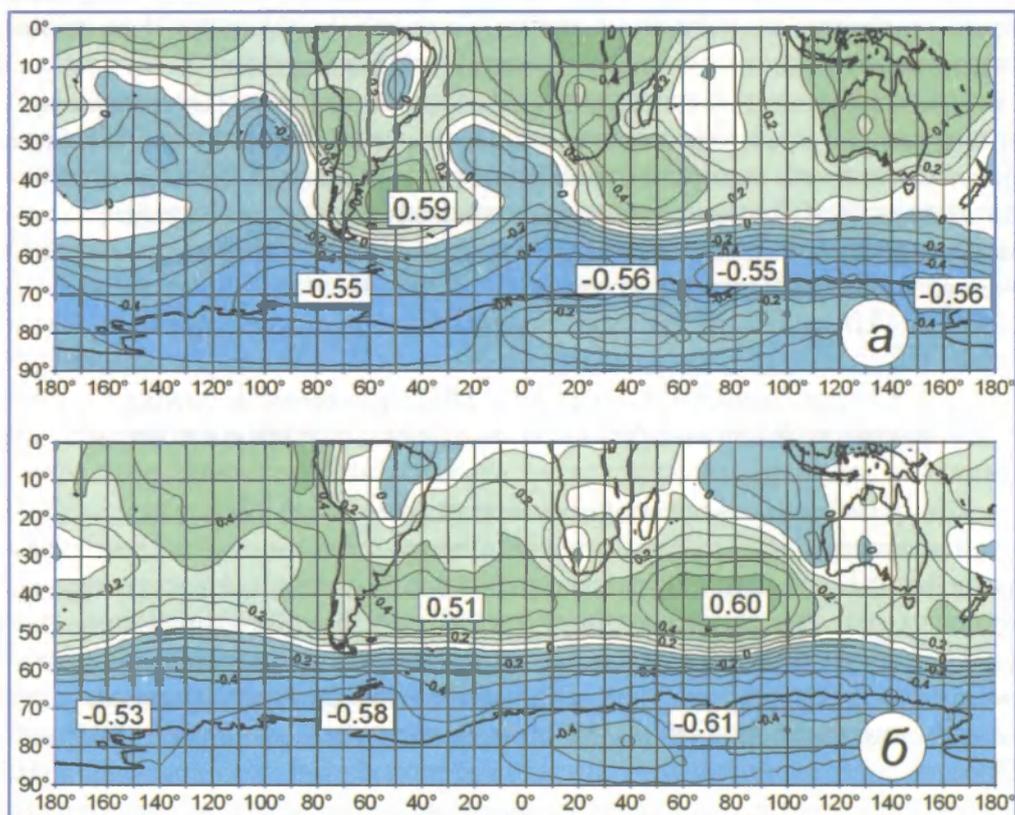


Рис. 46. Распределение коэффициента корреляции, демонстрирующее связи аномалий поверхностной температуры воды в кластере 28 (а) и кластере 14 (б) с аномалиями давления на уровне моря в каждой точке массива данных

Fig. 46. Correlations between sea level pressure anomalies in each grid point and sea surface temperature anomalies in cluster 28 (a) and cluster 14 (b)

Заметна роль участков повышенного давления, располагающихся к востоку от некоторых температурных кластеров, в повышении температуры воды в пределах последних. Так, район северо-восточной части Индийского океана (кластер 22) имеет прямую связь с колебаниями атмосферного давления над Австралией ($r = 0,62$) (рис. 47,а). Повышение

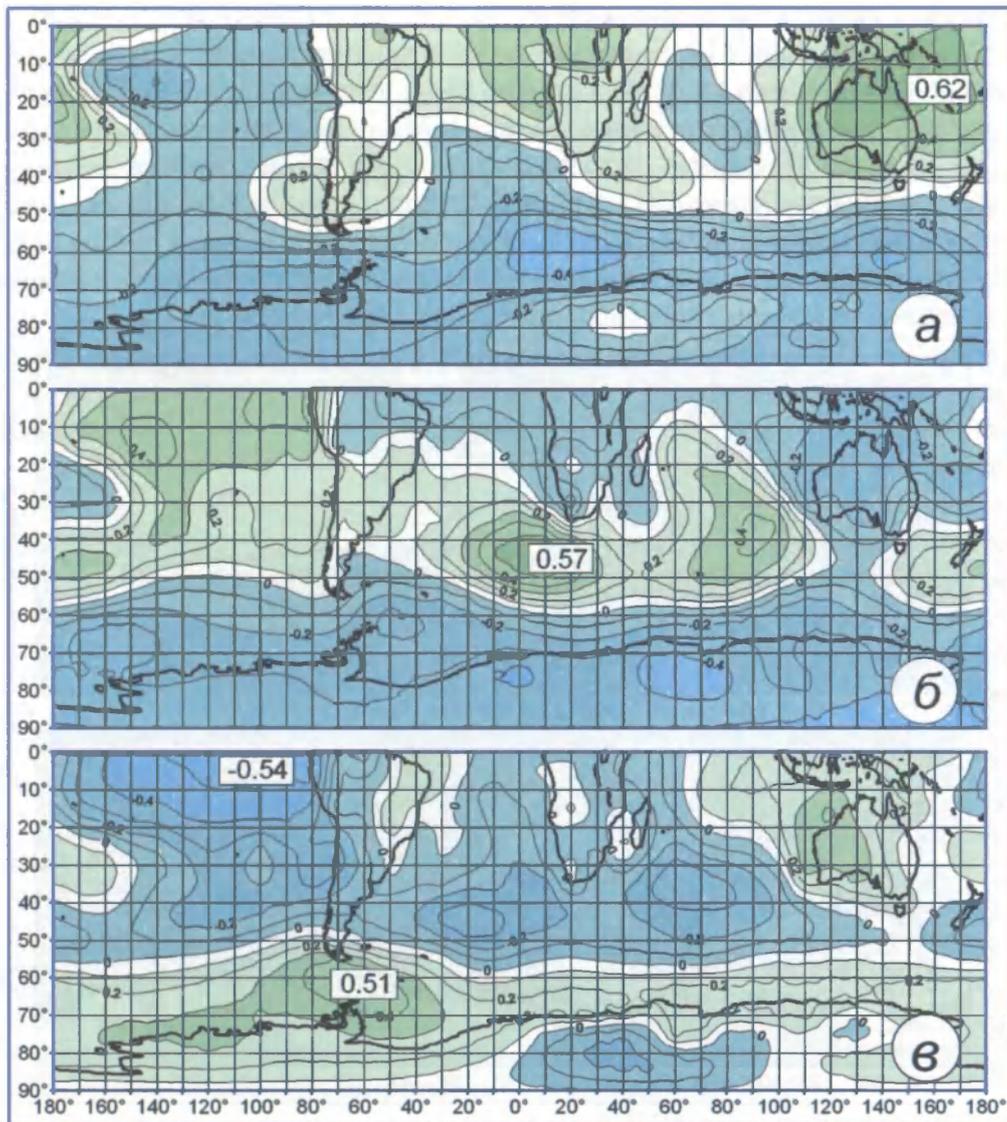


Рис. 47. Распределение коэффициента корреляции, демонстрирующее связи аномалий поверхностной температуры воды в кластерах 22 (а), 27 (б) и 1 (в) с аномалиями давления на уровне моря в каждой точке массива данных

Fig. 47. Correlations between sea level pressure anomalies in each grid point and sea surface temperature anomalies in cluster 22 (a), 27 (б) and 1 (в)

летней температуры воды вдоль восточного побережья Австралии (кластер 19) отмечается чаще при росте давления в районе Новой Зеландии и над субтропиками восточной части Тихого океана ($r = 0,56$). Район центральной части Южной Атлантики (кластер 27) также имеет неплохую прямую коррелятивную связь с атмосферным давлением восточнее (см. рис. 47,б), вблизи юго-западной оконечности Африки ($r = 0,57$). В Антарктике, в районе, примыкающем к проливу Дрейка с тихоокеанской стороны (кластер 1), повышение летней температуры воды напрямую зависит от развития блокирующего гребня атмосферного давления над проливом Дрейка ($r = 0,51$) (см. рис. 47,в). Последнее, в свою очередь, показывает обратную связь ($r = -0,54$) с атмосферным давлением в экваториальной восточной части Тихого океана, т.е. с его понижением там, указывающим на развитие Эль-Ниньо. Перечисленные связи

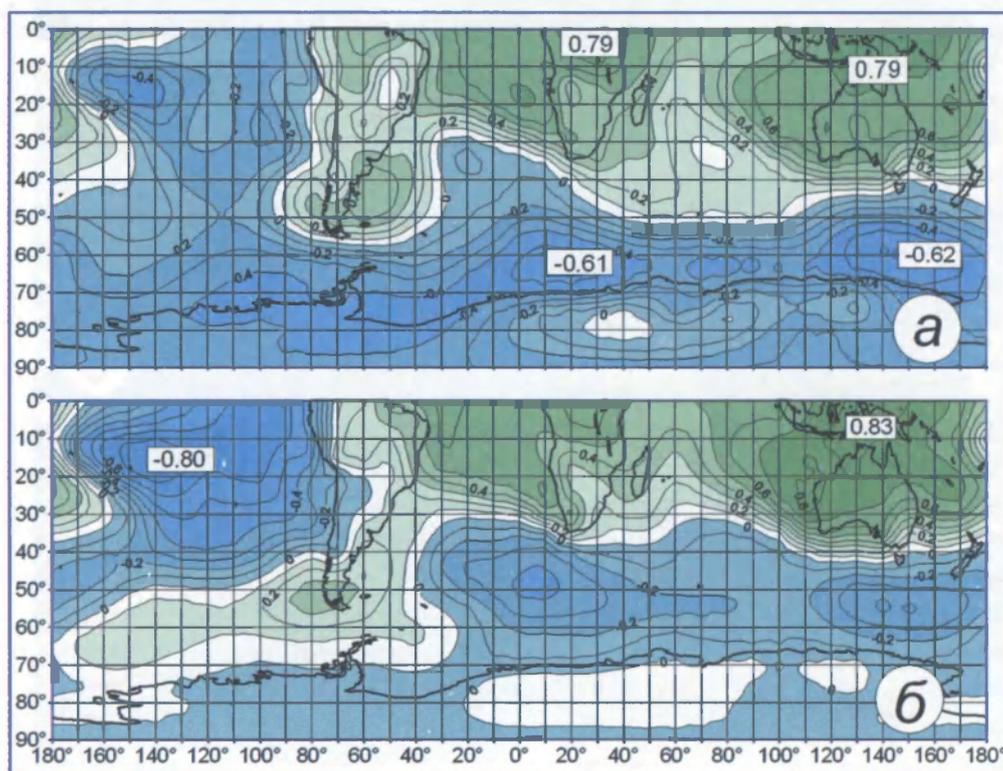


Рис. 48. Распределение коэффициента корреляции, демонстрирующее связи аномалий поверхностной температуры воды в кластерах 23 (а) и 31 (б) с аномалиями давления на уровне моря в каждой точке массива данных

Fig. 48. Correlations between sea level pressure anomalies in each grid point and sea surface temperature anomalies in cluster 23 (a) and 31 (b)

нельзя назвать высокими. Однако есть и более существенные показатели. Так, формирование положительных аномалий температуры воды в экваториально-тропической части Индийского океана (кластер 23) находится в прямой зависимости от повышения давления над экваториально-тропической Атлантикой и Африкой ($r = 0,79$), а также над Австралией и Индонезией ($r = 0,79$) (рис. 48,а). Сопровождается это явление пониженными аномалиями атмосферного давления в высокоширотном поясе атлантического и западной части тихоокеанского секторов Антарктики ($r = -0,62$). Естественно, наиболее высокую связь демонстрируют экваториально-тропические районы Восточной и Западной Пацифики (см. рис. 48,б). Колебания поверхностной температуры воды в восточной части Тихого океана (кластер 31) имеют обратную связь с колебаниями атмосферного давления в его восточной области ($r = -0,80$) и прямую связь с колебаниями давления в западной ($r = 0,83$). Именно эта дипольная структура включает в себя основные показатели глобальных климатических колебаний — Южное колебание и Эль-Ниньо.

***Связи летних аномалий поверхностной
температуры воды с полем летних аномалий
геопотенциальных высот поверхности 500 ГПа***

Коэффициенты корреляции поля H500 (также как и поля приземного давления) с разными типами колебаний ТПО не очень высоки. Характерным типом (модой) колебаний H500 служит зонально-симметричная структура, состоящая из пояса субтропических и умеренных широт (30–50° ю.ш.) и полярного пояса (в среднем 65–85° ю.ш.). Колебания в них происходят в режиме «seesaw», т.е. в противофазе, и сопровождаются в случае повышения (понижения) температуры воды в субтропических и умеренных широтах разных частей океанов (см. рис. 35, кластеры 14, 15, 28) синхронным повышением (понижением) геопотенциальных высот в том же поясе ($r = 0,64-0,75$) и их понижением (повышением) в высоких широтах (r от $-0,45$ до $-0,60$) (рис. 49).

Другим характерным типом колебаний H500 можно считать формирование обширного экваториально-тропического пояса с высокой степенью когерентности во всех океанах и высокой прямой коррелятивной связью ($r = 0,69-0,92$) с колебаниями температуры воды в том же районе (кластеры 20, 22, 23, 31). При этом весь пояс, охватывающий

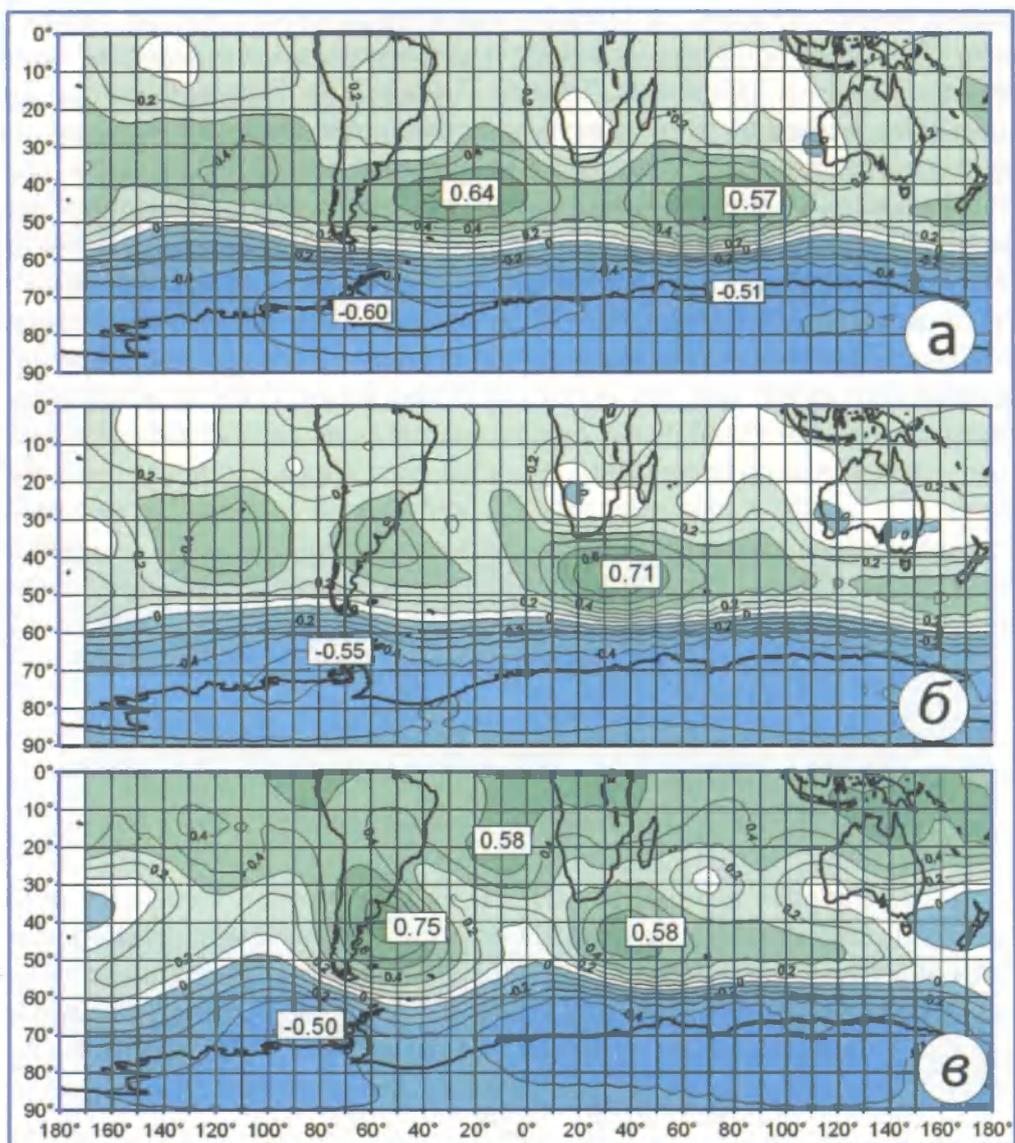


Рис. 49. Распределение коэффициента корреляции, демонстрирующее связи летних аномалий поверхностной температуры воды в кластерах 14 (а), 15 (б) и 28 (в) с летними аномалиями геопотенциальных высот поверхности 500 ГПа в каждой точке массива данных

Fig. 49. Correlations between H500 anomalies in each grid point and sea surface temperature anomalies in cluster 14 (a), 15 (b) and 28 (c)

высокоширотный и полярный районы, характеризуется противофазными колебаниями, однако, с весьма неубедительной связью (r от $-0,37$ до $-0,54$) (рис. 50,а).

Наконец, восточная часть тихоокеанского сектора Антарктики (кластер 2) в поле геопотенциальных высот (также как и в полях приземного давления и поверхностной температуры воды) демонстрирует вместе со смежным районом, расположенным к северу от нее ($r = -0,58$), а также с аналогичным районом в Юго-Восточной Атлантике ($r = -0,62$), структуру противофазных колебаний ($r = 0,54$) (см. рис. 50,б).

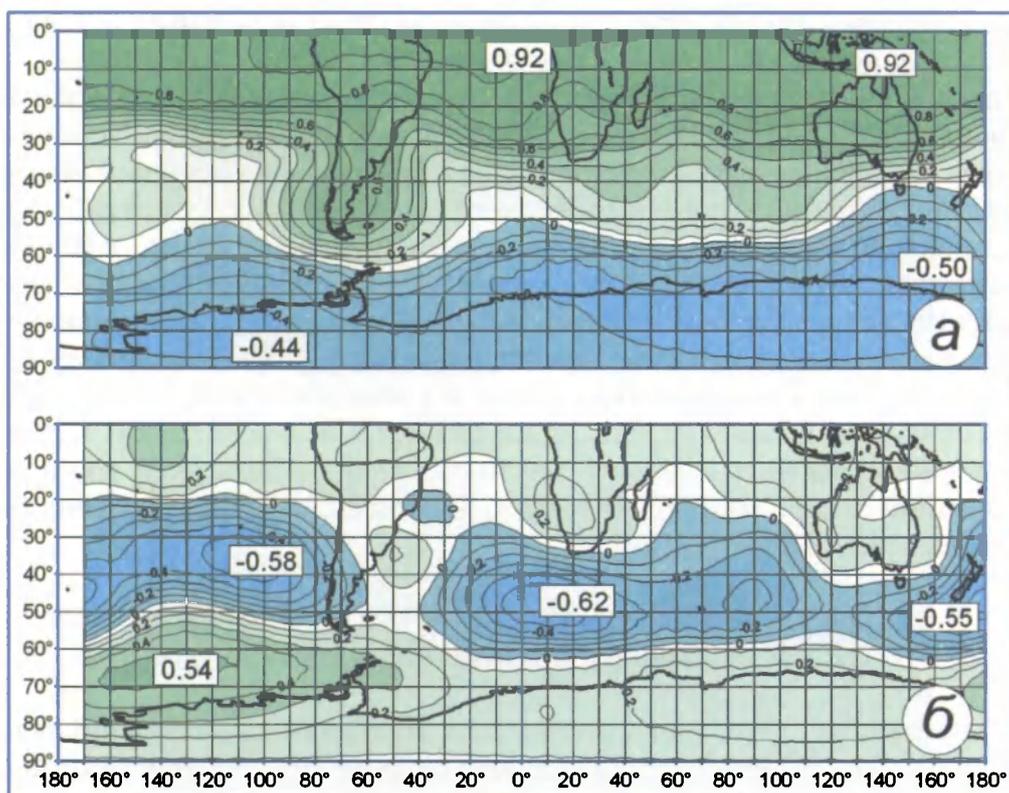


Рис. 50. Распределение коэффициента корреляции, демонстрирующее связи летних аномалий поверхностной температуры воды в кластерах 20 (а) и 2 (б) с летними аномалиями геопотенциальных высот поверхности 500 ГПа в каждой точке массива данных

Fig. 50. Correlations between H500 anomalies in each grid point and sea surface temperature anomalies in cluster 20 (a) and 2 (b)

Временная структура климатических колебаний давления на уровне моря в высоких широтах Южного полушария

Временная структура климатических колебаний полициклична. Она определяется воздействием различных факторов как глобального характера (приливных сил, связанных с расположением Луны и Солнца, солнечной активности, нутации полюса Земли, изменения угловой скорости вращения Земли и др.), так и вызванных процессами, протекающими в самих атмосферных и океанических циркуляционных системах. Эти циклические колебания при наложении могут затухивать в определенные периоды времени, затем вновь возникать и достигать своих пиков. Временная структура колебаний атмосферного давления здесь будет рассмотрена с точки зрения существования периодов повышенного и пониженного атмосферного давления в различных районах Южного полушария, и главным образом в высоких широтах, наличия разного рода климатических режимных сдвигов, разной продолжительности и направленности трендов. Каждый из выявленных временных отрезков отличается своим характером атмосферной циркуляции со всеми сопровождающими погодными и климатическими отклонениями от нормы. В свою очередь это отражается и на океанических характеристиках, на интенсивности течений, на теплосодержании вод и, в конечном счете, на биологической и промысловой продуктивности [Гершанович, Потайчук, 1989].

Климатические тренды и сдвиги

Временная структура климатических колебаний атмосферного давления в Южном полушарии в большой степени определяется режимом рассмотренных выше двух основных мод колебаний — Кольцевой моды (Антарктического колебания — ААК) и Экваториально-тропической моды, включающей в себя глобальную систему ЮК.

Колебания индекса ААК (рис. 51,а) демонстрируют два режимных сдвига в ходе аномалий давления, произошедшие в 1963—1965 гг. и в 1982—1983 гг. Не трудно заметить, что оба они связаны с явлением Эль-Ниньо 1963—1964 гг. и 1982—1983 гг. и отражают тем самым реакцию ААК (как показателя противофазных колебаний давления в умеренных и высоких широтах) на события Эль-Ниньо. Причем эта реакция моду-

лирована в каждом конкретном случае развитием Кольцевой моды колебаний давления, выражаемой численно индексом ААК. Индекс ЮК (см. рис. 51,б) не реагирует на эти сдвиги. Однако в его ходе очевиден режимный сдвиг 1976–1978 гг., символизирующий переход от эпохи повышенных значений индекса к эпохе его снижения. Характерно, что это произошло одновременно с известным режимным сдвигом, отмеченным в северной части Тихого океана [Miller et al., 1994].

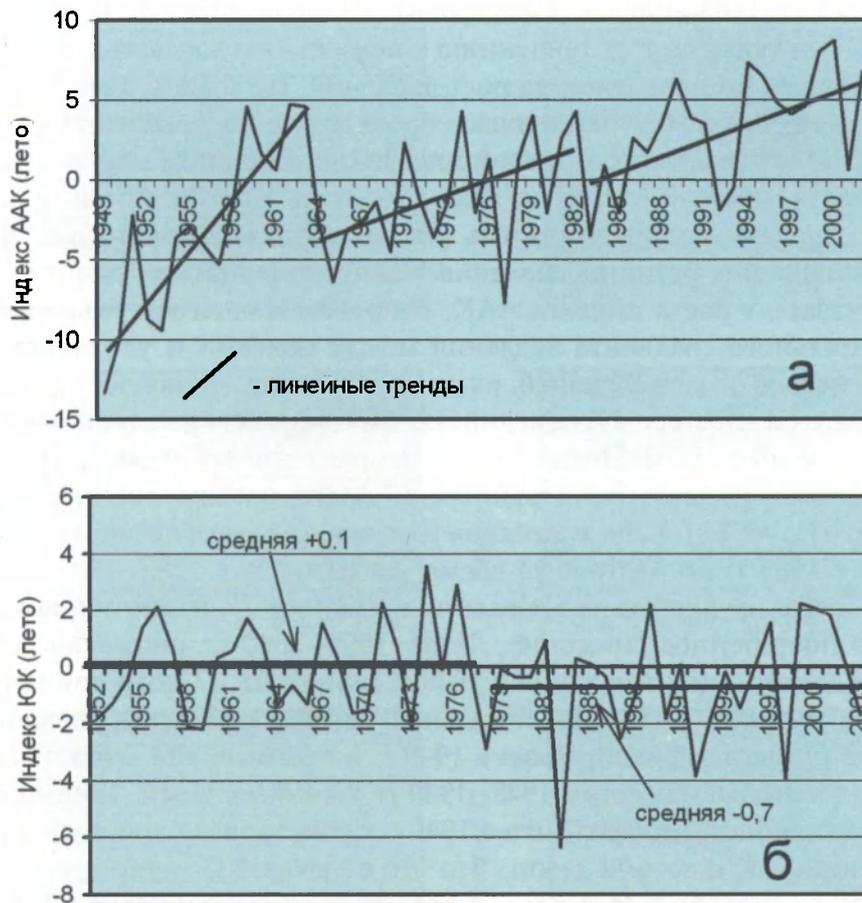


Рис. 51. Графики изменения летних индексов Антарктического колебания (а) и Южного колебания (б). Показаны линейные тренды и средние величины индекса для соответствующих отрезков времени

Fig. 51. Anomalies of summer Antarctic Oscillation (a) and Southern Oscillation (b) indices. Linear trends and mean values are shown

Выявленные климатические сдвиги в ходе индекса ААК разделяют три периода с различными по характеру трендами колебаний. Они проявляются в той или иной степени в большинстве кластеров, выделенных в поле приземного атмосферного давления. Первый сдвиг 1963–1965 гг. наиболее ярко выражен в кластерах 1, 2, 6, 7, 9, 11, 12 и 17, т.е., большей частью, в кластерах, принимающих участие (за исключением кластера 2) в формировании Кольцевой моды колебаний давления и поэтому связанных с индексом ААК (рис. 52). В разных кластерах тренд колебаний до 1963–1965 гг. имеет разную направленность. В кластерах 1, 12 и 17 он указывает на тенденцию к понижению давления. В остальных кластерах он направлен на рост давления. Не трудно заметить, что это отражает закономерный процесс противофазных колебаний в контрастных поясах высокого и низкого давления. В данном случае его постепенное понижение (с 1949 по 1963–1965 гг.) в высокоширотном поясе низкого давления сопровождалось ростом в зоне высокого давления. Такое увеличение разницы давления между альтернативными поясами есть показатель роста индекса ААК, сопровождающегося увеличением горизонтального градиента давления между поясами и усилением западных ветров в разделяющей их зоне. Конечно, наиболее ярко это проявляется в кластере 17, объединяющем почти всю высокоширотную область (см. рис. 52,з). После 1965 г. направленность трендов индекса ААК и аномалий давления в кластере 17 также, соответственно, разная (см. рис. 51,а и 52,з). Если колебания индекса ААК демонстрируют тренд к росту с 1965 г. по настоящее время (со сдвигом в 1982–1983 гг.), то тренд колебаний приземного давления в кластере 17, напротив, показывает его постепенное снижение. Летом 1999–2000 гг. аномалия давления там достигла минимальной с 1949 г. величины -7 мбар при максимальном индексе ААК. Максимальная летняя аномалия давления в кластере 17 была зафиксирована в 1949 г. и достигла $+14$ мбар. Индекс ААК был в это время (летом 1948–1949 гг.) минимальный. Таким образом, можно констатировать, что с 1949 г. существовали три волны роста индекса ААК в летний сезон. Что это означает? С точки зрения изменений в поле атмосферного давления можно констатировать все большее понижение среднего летнего давления в высокоширотной области и его рост в поясе умеренных широт. Этот общий для всего ряда данных по индексу ААК процесс существенно компенсировался двумя отмеченными «сбросами» в 1963–1965 и 1982–1983 гг. (см. рис. 51,а). Последняя волна, начавшаяся в 1983 г., характеризуется с 1986 г. в основном положительными (и рекордно высокими по величине) индексами ААК (исключение составили лишь 1992–1993 гг.), сопровождавшимися

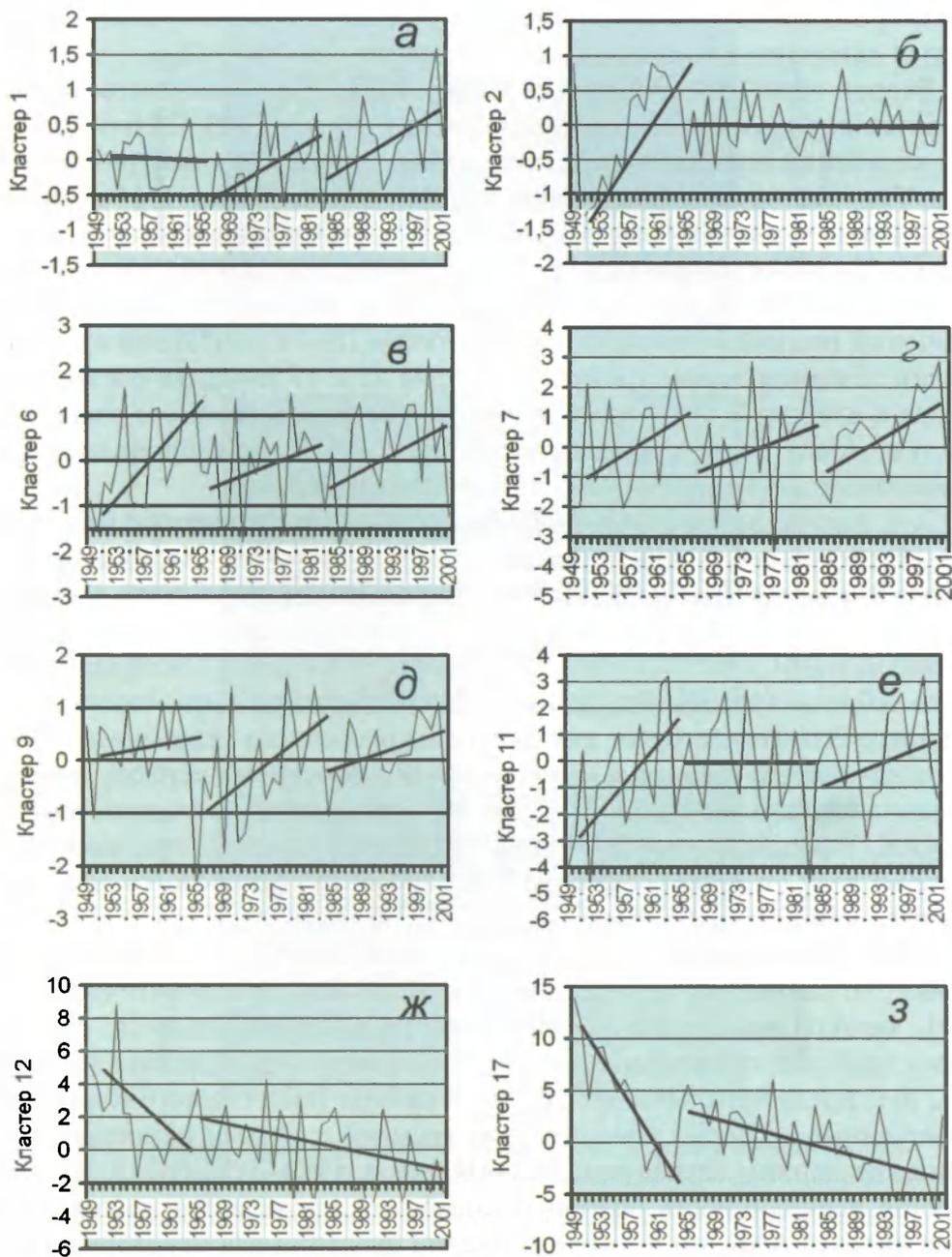


Рис. 52. Графики изменения аномалий давления на уровне моря для разных кластеров. Показаны линейные тренды для соответствующих временных отрезков

Fig. 52. Changes in sea level pressure anomalies for different clusters. Linear trends are also shown

также рекордными по абсолютной величине отрицательными аномалиями давления в высокоширотной области (см. рис. 52,з).

Второй сдвиг, произошедший в 1982–1983 гг., в большинстве случаев разделяет два однонаправленных тренда (см. рис. 52). Общий характер колебаний индекса ААК и аномалий давления для кластеров 1, 6, 7, 9 и 11 можно описать как постепенный рост аномалий с 1965 г. от отрицательных значений до положительных (продолжительность этого тренда 18–19 лет), затем «сброс» в 1982–1983 гг. вновь к отрицательным значениям и постепенное их увеличение до высоких положительных значений (продолжительность тренда также 18–19 лет). Иной ход аномалий давления демонстрируют кластеры 12 и 17 (сюда же следует отнести и кластер 2, хотя он не принимает непосредственного участия в системе ААК). Здесь режимный сдвиг 1982–1983 гг. не проявляется, а тренд после 1964 г. направлен на понижение давления.

Как видно, выявленные режимные сдвиги и длительные (порядка 18–19 лет) периоды накапливания величин аномалий характеризуют некую цикличность колебаний давления в Южном полушарии. Очередной цикл завершается резким «сбросом» величины аномалий давления, происходящим в год 4-го по счету события Эль-Ниньо после предыдущего «сброса» (режимного сдвига). Можно предположить, что год следующего Эль-Ниньо будет как раз годом очередного режимного сдвига, означающего переход к очередному 18–19-летнему периоду накапливания свойств. В этой связи вновь обратимся к ходу аномалий индекса ААК. Учитывая, что в 1994–2000 гг. индекс был рекордно высоким, а в 2001 году он резко упал (рис. 53,а), можно предположить, что этот процесс уже пошел.

Итак, мы установили, что в колебаниях индекса ААК выделяются примерно равные по продолжительности отрезки времени (порядка 19 лет), характеризующиеся постепенным увеличением индекса. Между ними происходит довольно резкий «сброс» величины индекса в течение 1–2 лет, после чего начинается новый период постепенного его роста. Отмеченные «сбросы» совпадают по времени с годами развития Эль-Ниньо (в данном случае это 1963–1964 гг. и 1982–1983 гг.). Довольно строгая периодичность подобных колебаний проявляется не только в ходе индекса ААК, но и в ходе аномалий давления для некоторых кластеров, расположенных в разных климатических зонах (кластеры 1, 6–9, 11). Как видно, прежде всего это кластеры, участвующие в формировании системы колебаний, описываемой индексом ААК, т.е. высоких и умеренных широт Южного полушария. Режимные сдвиги при этом происходят в те же годы (см. рис. 53,б,в).

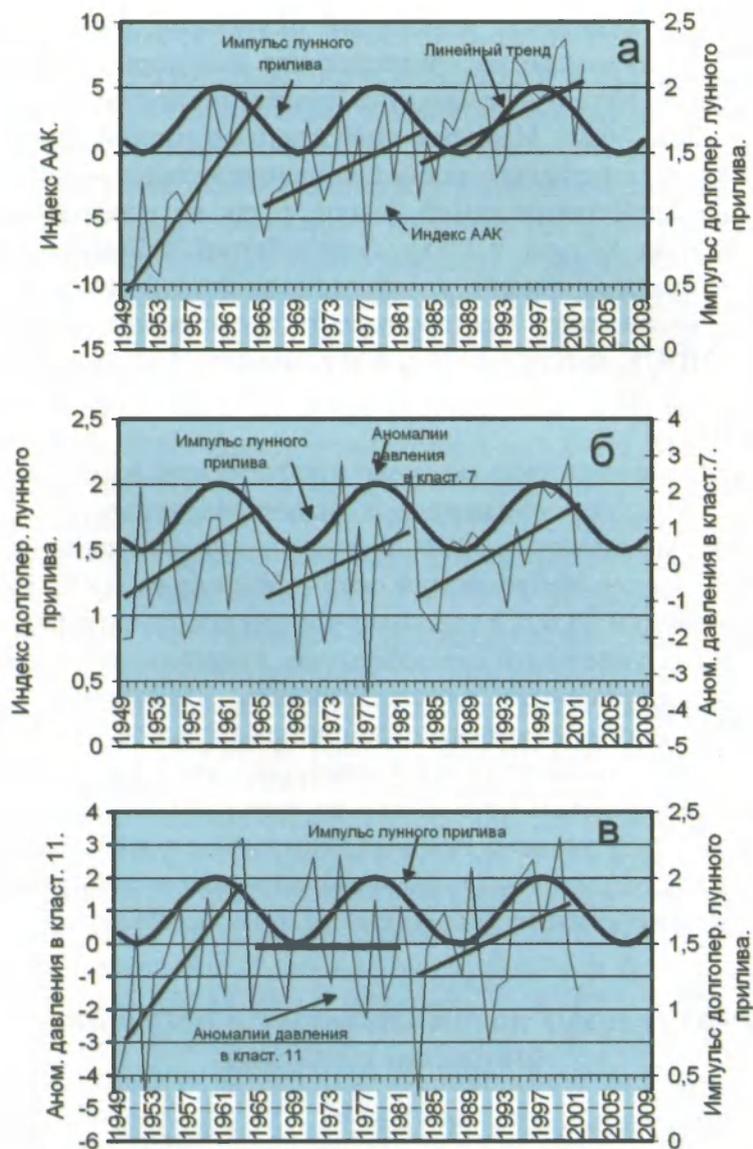


Рис. 53. Графики изменения величины импульса долгопериодного лунного прилива, индекса ААК (а) и аномалий давления для кластеров 7 (б) и 11 (в)

Fig. 53. Changes in the long-term moon tide impulse, index of AAO (a) and pressure anomalies for clusters 7 (б) and 11 (в)

С периодом 18,6 лет происходят колебания так называемого импульса долгопериодного лунного прилива (см. рис. 53). [Ржонсницкий, 1979; Богданов, Ржонсницкий, 1989; Royer, 1993]. Этот период характеризует изменения амплитуды долгопериодных лунных приливов,

происходящие в результате изменений склонения Луны (в пределах $18^{\circ}18' - 28^{\circ}36'$). Его можно интерпретировать как период вынужденной лунно-солнечной нутации Земли, или движения географических полюсов [Сидоренков, 2000]. Наряду с вынужденной нутацией атмосфера и океан (и полюсы) совершают также свободные нутационные движения, определяемые свойствами самой Земли, с так называемым периодом Чандлера 1,2 года. Кстати, в спектрах колебаний ЭНЮК выявлены составляющие, кратные именно этому периоду (а не 1-му году) и периоду 18,6 лет. Более того, нестабильность во времени интенсивности (амплитуд) ЭНЮК наблюдалась и в изменениях Чандлеровского движения полюсов, причем сроки этих колебаний также совпадают [Сидоренков, 2000].

Наибольшее воздействие на океанографическую изменчивость долгопериодные приливы оказывают в высокоширотных зонах океана, беспрепятственно опоясывающих планету, таких, как кольцо антарктических вод и Северный Ледовитый океан [Максимов, 1970; Ржонский, 1979]. Рисунки 53,а,б,в довольно убедительно подтверждают связь долгопериодных колебаний атмосферного давления на уровне моря и импульса долгопериодного лунного прилива. Линейные тренды, вычисленные для соответствующих временных отрезков, хорошо демонстрируют описанный выше цикл. Характерно, что годы «сбросов» аномалий (годы Эль-Ниньо) приходятся во всех случаях на фазу падения величины импульса лунного прилива, близкую к точке его минимума. В этой связи следует упомянуть об установленном воздействии приливных сил на формирование Эль-Ниньо [Цыганов, 1989].

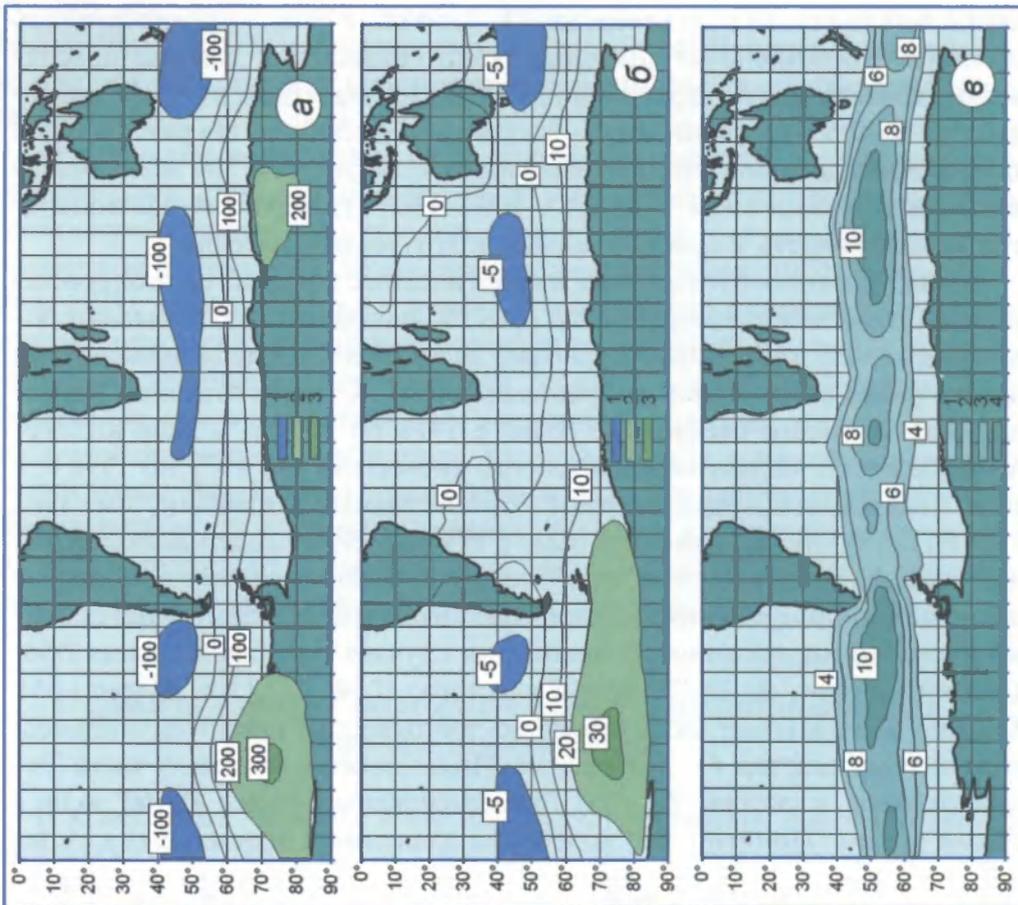
Периоды (эпохи) положительных и отрицательных аномалий давления

В колебаниях индекса ААК переход от аномалий одного знака к аномалиям с другим знаком в корне меняет глобальную картину распределения аномалий давления в Южном полушарии. Это происходит в силу единой реакции всей высокоширотной области (кластер 17). При этом значения индекса ААК выше нормы (положительные аномалии) означают понижение давления в высоких широтах, которое осуществляется синхронно с его ростом в поясе умеренных широт (с осью на 40° ю.ш.). Соответственно, значения индекса ниже нормы означают противоположные процессы. На рис. 54,б показана разница между давлением на уровне моря летом 1948–1949 гг. (низкий индекс ААК) и 1998–

1999 гг. (высокий индекс ААК). Колебания давления, естественно, сопровождаются соответствующими изменениями и других климатических показателей. Прежде всего, это зональная компонента ветра. Ее максимальная скорость увеличивается до 11–12 м/с (см. рис. 54,в) при высоких положительных значениях индекса (усиление контраста давления между альтернативными поясами) и уменьшается до 8–9 м/с (рис. 54,г) при низких (отрицательных). При этом, если в первом случае ось зоны максимальных западных ветров располагается на 50° ю.ш., то во втором случае она смещается на север, на 43–45 ю.ш., а сама зона значительно сужается. Минимальные значения геопотенциальной высоты поверхности 500 мбар над Антарктидой при высоких значениях индекса уменьшаются до 5050 м, при низких — возрастают до 5300 м. На рис. 54,а показана разница геопотенциальных высот поверхности 500 мбар между летними сезонами 1948–1949 гг. и 1998–1999 гг. Аналогичные контрасты можно увидеть и при обращении к другим показателям.

В силу наличия столь ярких климатических контрастов, сопровождающих изменения знака индекса ААК, большой интерес вызывают более или менее длительные периоды, характеризующиеся аномалиями одного знака (или их явным преобладанием). К таким отрезкам времени можно отнести следующие годы: с 1978 по 2000 г. в ходе индекса ААК (большой частью положительные аномалии) и с 1977 по 1998 г. в ходе индекса ЮК (превалируют отрицательные аномалии, см. рис. 51,а,б). Особо нужно отметить годы с 1994 по 1999 в ходе индекса ААК. Что касается отдельных кластеров, то там выявляются более длительные периоды с явно преобладающими положительными или отрицательными аномалиями давления. В некоторых случаях они были весьма продолжительными, до 25–29 лет, в кластерах 3, 4, 12, 13 и 16 (рис. 55). Кластер 3 охватывает экваториально-тропический район Атлантического океана, кластер 4 — тот же пояс Индийского и западной части Тихого океанов, кластеры 12, 13 и 16 расположены в поясе 45–60° ю.ш. в Тихом океане. Понятно, что колебания давления в первых двух кластерах идут в противофазе с южными кластерами. Однако смена знака аномалий, т.е. переход к иной климатической эпохе в результате режимного сдвига, происходит везде примерно в одно время — между 1976 и 1979 гг.

В обоих экваториально-тропических кластерах (3 и 4) эпоху с 1949 по 1976–1977 гг. можно с уверенностью отнести к эпохе пониженного давления (на 28–29-летний ряд лишь 4–5 исключений). Последующий период был более изменчив, и все же его можно отнести к эпохе повышенного давления. В кластерах 12, 13 и 16 с 1949 по 1976–1978 гг.



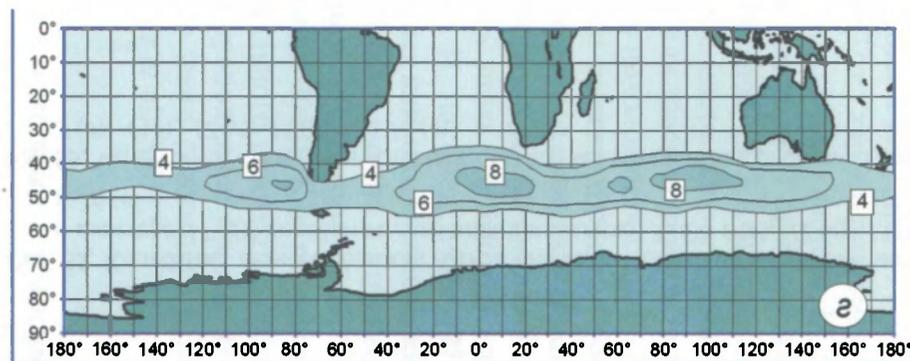


Рис. 54. Разница геопотенциальных высот поверхности 500 ГПа между летними сезонами 1948–1949 гг. и 1998–1999 г. (а): 1 — менее 100 м, 2 — 100–200 м, 3 — более 300 м. Разница давления на уровне моря между летними сезонами 1948–1949 гг. и 1998–1999 гг. (б): 1 — меньше 5 мбар, 2 — 20–30 мбар, 3 — больше 30 мбар. Скорость зональной компоненты ветра летом 1998–1999 гг. (в): 1 — 4–6 м/с, 2 — 6–8 м/с, 3 — 8–10 м/с, 4 — более 10 м/с. Скорость зональной компоненты ветра летом 1948–1949 гг. (г): обозначения, как на рис. (в) (д): обозначения, как на рис. (в)

Fig. 54. Difference of H500 between summer seasons of 1948–1949 and 1998–1999 (a): 1 — less than 100 m, 2 — 100–200 m, 3 — more than 300 m. Difference of sea level pressure between summer seasons of 1948–1949 and 1998–1999 (б): 1 — less 5 mb, 2 — 20–30 mb, 3 — more 30 mb. Velocity of zonal wind in summer, 1998–1999 (в): 1 — 4–6 m/s, 2 — 6–8 m/s, 3 — 8–10 m/s, 4 — more 10 m/s. Velocity of zonal wind in summer, 1948–1949 (г) (see Fig. 54, в)

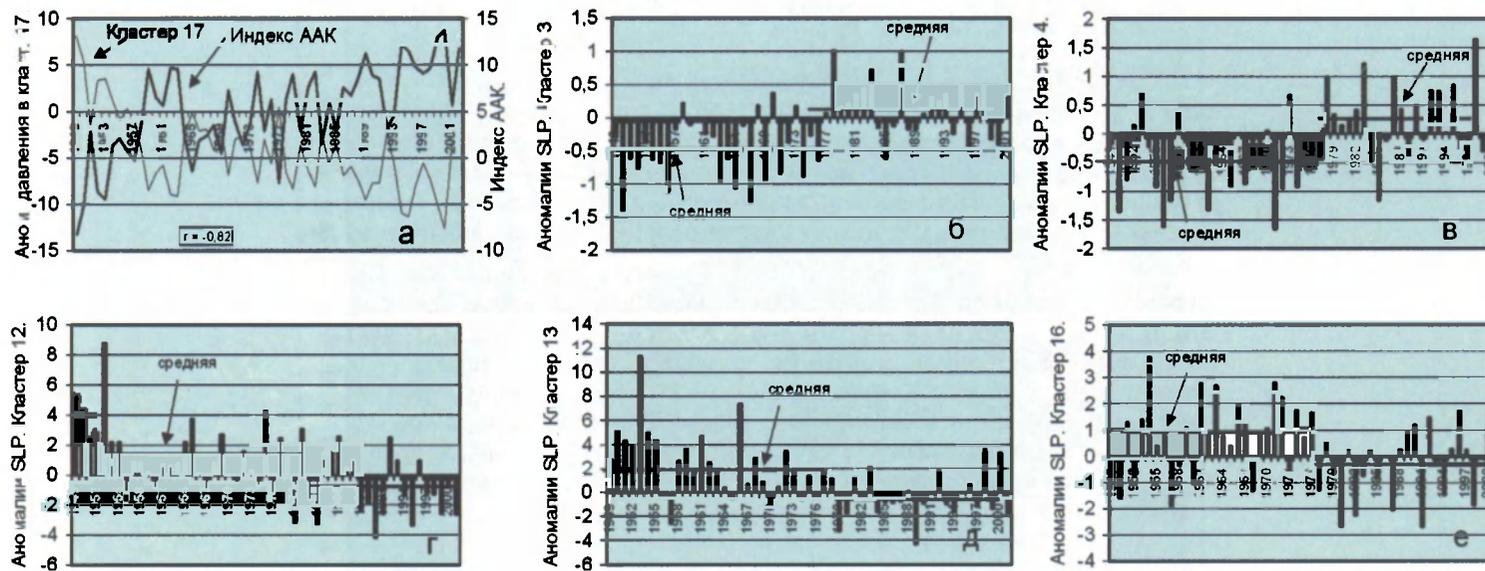


Рис. 55. Колебания летнего индекса ААК и аномалий давления на уровне моря в кластере 17 (а), колебания давления в кластерах 3 (б), 4 (в), 12 (з), 13 (д) и 16 (е)

Fig. 55. Variability of the summer AAO index (a) and sea level pressure in cluster 17 (a), 3 (b), 4 (v), 12 (z), 13 (d) and 16 (e)

превалировали положительные аномалии давления. В дальнейшем колебания носили весьма изменчивый характер с неявным преимуществом отрицательных аномалий.

В высоких широтах (кластер 17) характер долгопериодных колебаний давления близок к таковым в кластерах 12, 13 и 16. Отличается он наличием пятилетнего перерыва (отрицательные аномалии в 1959–1963 гг.) в эпоху превалирующих положительных аномалий (1949–1977 гг.). В ходе индекса ААК, имеющего обратную связь с изменениями аномалий давления в кластере 17 (см. рис. 55,а), очевидно наличие эпохи с 1949 по 1977 г., характеризующейся отрицательными аномалиями, прерванной также, как для кластера 17, пятилетием (1959–1963 гг.) положительных (для кластера 17 отрицательных) аномалий (см. рис. 51,а и 52,з).

Вообще 1977 г. в глобальных климатических колебаниях занимает особое место. Как временной рубеж он фигурирует при описаниях начала или завершения важных явлений. Так, в 1977 г. началась 6-летняя эпоха похолодания слоя 0–200 м на Кольском меридиане, данные которого служат хорошим показателем теплового режима вод Северо-Восточной Атлантики [Rodionov, Krovnin, 1992]. Это год завершения длительной эпохи снижения уровня Каспийского моря, после чего началась эпоха его быстрого повышения [Кондратович, 1989; Родионов, 1989]. И, наконец, 1976–1977 гг. — это время одного из четырех выраженных климатических режимных сдвигов, отмеченных в северной части Тихого океана и отраженных в так называемом Тихоокеанском Декадном колебании (ТДК) [Miller et al., 1994; Minobe, 1999; Hare, Mantua, 2000]. Как результат этого сдвига в 1977 г. произошла смена термального режима с холодного на теплый в Беринговом море, который продолжался там и в 80-е годы [Родионов, Кровнин, 1991]. Проявление этого режимного сдвига в Южном полушарии также очевидно [Yanez et al, 2001].

Колебания атмосферного давления на уровне моря в высоких широтах Южного полушария и явление Эль-Ниньо

Развитие явления Эль-Ниньо (по определению Тренберта [Trenberth, 1997] как появление положительных аномалий поверхностной температуры воды более 0,4° в течение, по крайней мере, 5-ти последовательных месяцев в районе Эль-Ниньо 3.4, т.е. 5° с.ш. — 5° ю.ш., 120–170° з.д.) происходит с периодичностью от 2-х до 6-ти лет. На кривой изменений

летнего индекса Южного колебания все годы Эль-Ниньо отражены падением индекса (см. рис. 51,б). Причем, если с 1952 по 1977 г. (средняя величина индекса ЮК +0,15) средний индекс для лет развития Эль-Ниньо был равен -1,7, то после 1977 г. (средняя величина индекса ЮК -1,5) он снизился до -4,0. Именно в последний период наблюдались наиболее сильные явления Эль-Ниньо, выраженные средним показателем интенсивности 2,3° при максимальных величинах 3,0° в 1982–1983 гг. и 3,4° в 1997–1998 гг. Величины интенсивности Эль-Ниньо заимствованы из работы Холлведа и др. [Hollowed et al., 2001] и вычислены как средние наиболее высоких аномалий поверхностной температуры воды в районе Эль-Ниньо 3.4 в течение 3-х последовательных месяцев. В первом периоде (1952–1977 гг.) средняя величина интенсивности наблюдавшихся Эль-Ниньо была лишь 1,3° при максимальной 2,2° в 1972–1973 гг. Такие изменения интенсивности Эль-Ниньо сопровождалось переходом в 1977–1978 гг. к эпохе пониженных (большей частью отрицательных) величин индекса ЮК, характеризующих поле атмосферного давления в восточной части экваториально-тропического района Тихого океана как близкое к норме (слабые отрицательные аномалии) и пониженное относительно Австрало-Индонезийского района.

Выше уже отмечалось, что колебания в режиме Эль-Ниньо существуют и в высоких широтах. В ходе индекса ААК были выявлены режимные сдвиги 1962–1964 гг. и 1982–1983 гг., связанные с соответствующими явлениями Эль-Ниньо. Вообще все годы Эль-Ниньо в ходе индекса ААК выражаются его падением (см. рис. 51,а). При этом в эпоху до 1978 г. аномалии индекса в годы Эль-Ниньо были всегда отрицательными. После 1978 г. (т.е. в эпоху преобладающих высоких положительных значений аномалий индекса) Эль-Ниньо развивались и при положительных аномалиях индекса ААК. Так было в 1987, 1994–1995 гг. (слабое явление) и 1997–1998 гг. (рекордно сильное явление). Хотя во время Эль-Ниньо 1982–1983 гг. (сильное явление) и 1992–1993 гг. аномалии индекса ААК все же снижались с высоких положительных значений до отрицательных.

Еще раз напомним, что индекс ААК [Gong, Wang, 1999] отражает противофазные колебания давления между областью высокого давления (средними величинами для параллели 40° ю.ш.) и поясом низкого давления (средними для параллели 65° ю.ш.). Таким образом, отрицательные значения аномалий индекса ААК означают падение ниже нормы градиента давления между указанными поясами, которое происходит при его снижении в поясе высокого давления и росте в поясе низкого

давления. Положительные значения аномалий индекса отражают обратный процесс.

Таким образом, в эпоху до 1977 г., когда превалировали отрицательные величины аномалий индекса ААК, давление в высоких широтах было повсеместно повышенным относительно нормы. В годы Эль-Ниньо на этом фоне формировались «очаги» максимальных по величине положительных аномалий давления в восточной части тихоокеанского сектора с центрами на меридианах 100–140° з.д., в индоокеанском секторе на меридианах 20–100° в.д., изредка в атлантическом секторе на меридианах 50° з.д. и 10° в.д. и к югу от Австралии на 140° в.д. Наиболее высокие положительные аномалии, охватывающие большую площадь, формируются в восточной части тихоокеанского сектора.

После 1977 г., в эпоху превалирующих положительных величин аномалий индекса ААК (причем рекордно высоких для имеющегося ряда данных), давление в высоких широтах в отличие от предыдущей эпохи понижается относительно нормы. Как было отмечено выше, в годы Эль-Ниньо индекс ААК падает. При этом в случае снижения его аномалий до отрицательных величин формируется ситуация, подобная предыдущей эпохе, но сильно модифицированная. Выражается это в исчезновении «очагов» высоких положительных аномалий давления в индоокеанском секторе и под Австралией (они смещаются на материк). Сохраняется обязательный «очаг» положительных аномалий в восточной части тихоокеанского сектора (диапазон расположения его центров при этом расширяется до 80–170° з.д.) и иногда в море Уэдделла (на меридианах 30–40° з.д.). Причем в восточной части тихоокеанского сектора он формируется даже в случае высоких положительных величин индекса ААК, т.е. на фоне повсеместного снижения давления (отрицательных аномалий).

Как было установлено ранее [Ефимов и др., 1995; Масленников, 2002А] развитие явления Эль-Ниньо сопровождается понижением атмосферного давления на уровне моря в приэкваториальном районе Тихого океана и его ростом в тихоокеанском секторе Антарктики. Корреляционная связь этих противофазных колебаний превышает величину $r = -0,6$. Все это можно видеть на диаграмме Ховмоллера (рис. 56), демонстрирующей широтно-временные изменения летних аномалий давления на меридиане 120° з.д., секущем восточную часть тихоокеанского сектора Антарктики. Данный рисунок достаточно репрезентативен, хотя «очаги» повышенного давления, связанные с формированием гребней и перемычек, не всегда располагаются на 120° з.д. Расположение их центров колеблется в пространстве от 80 до 170° з.д. в годы Эль-Ниньо.

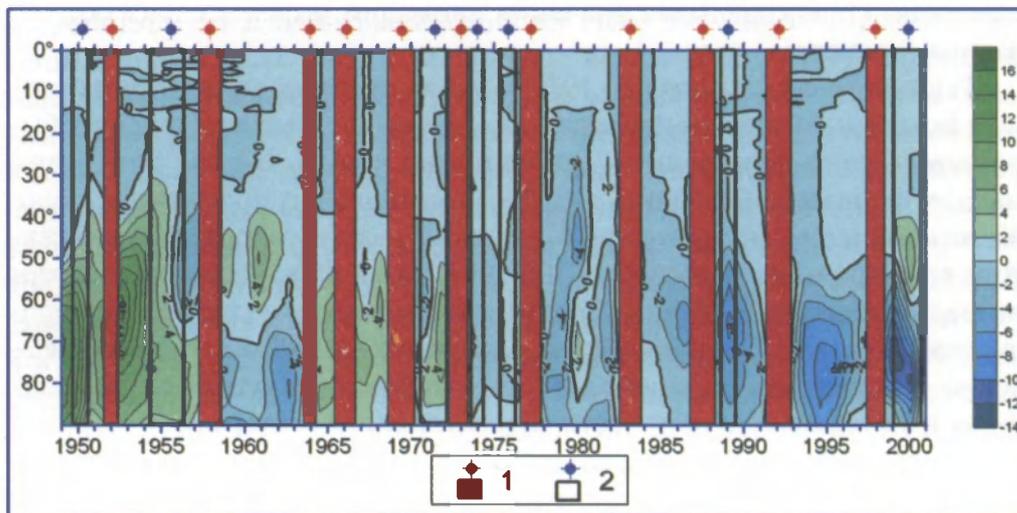


Рис. 56. Диаграмма Ховмоллера. Изменения во времени аномалий давления на уровне моря на меридиане 120° з.д.: 1 и 2 — явления Эль-Ниньо и Ля-Нинья соответственно

Fig. 56. Hovmoller's diagram. Changes in sea level pressure anomalies along 120° W: 1 — El-Nino events, 2 — La-Nina events

Тем не менее на рисунке хорошо проявляется повышенный фон давления в высоких широтах восточной части тихоокеанского сектора Антарктики до 70-х годов и пониженный его фон после. Все события Эль-Ниньо до 1977 г. включительно сопровождалось повышенным давлением в высоких широтах (положительные аномалии превышали большей частью 4 мбар). Последующие явления Эль-Ниньо также вызывали в Антарктике рост давления, однако не столь интенсивный.

Временная структура климатических колебаний поверхностной температуры воды в высоких широтах Южного полушария

В поле поверхностной температуры колебания носят весьма разнообразный характер от района к району. В результате только в высокоширотной области выделены 10 кластеров в отличие от поля атмосферного давления, где вся высокоширотная область объединена по характеру колебаний в единый кластер.

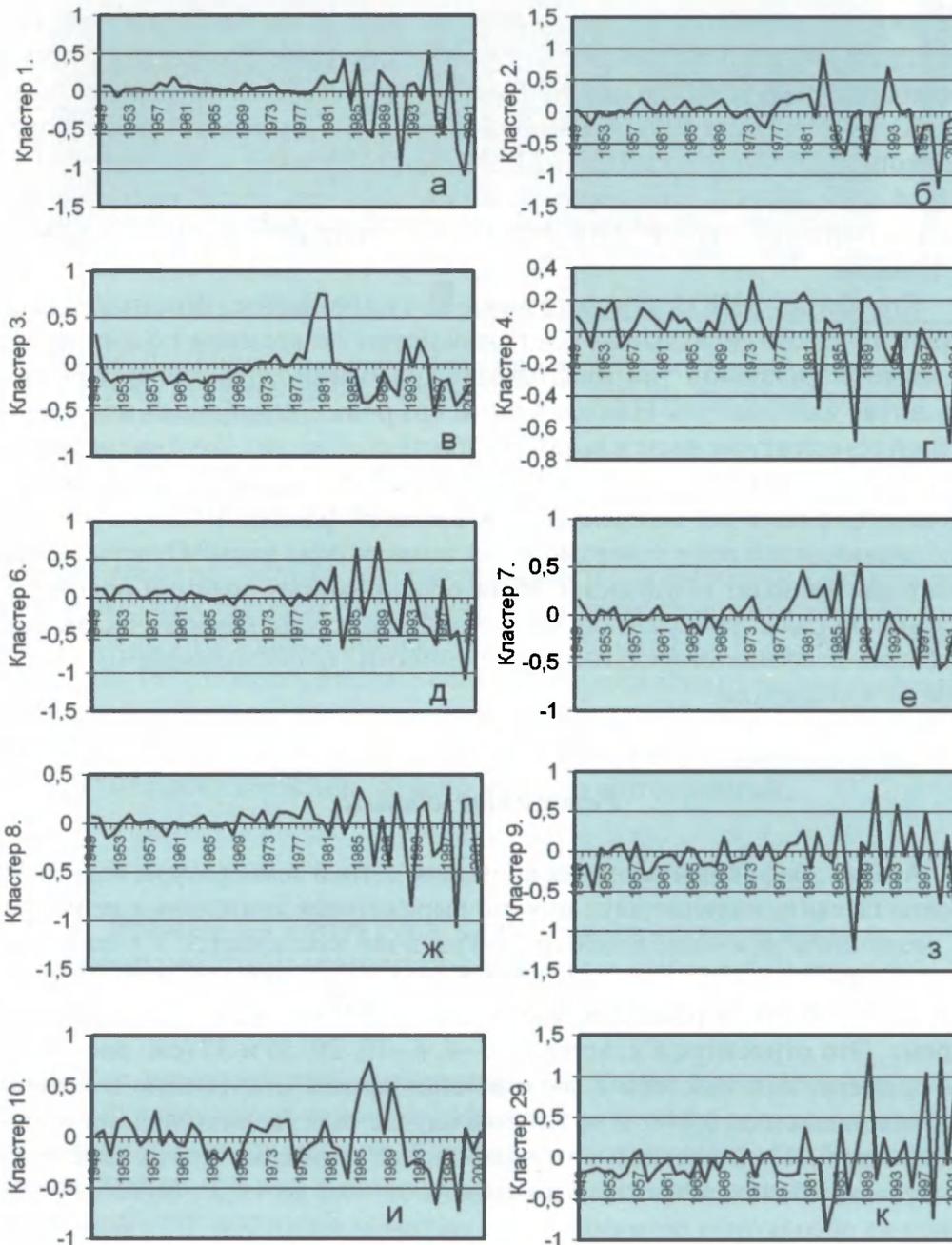
Можно согласиться с тем, что главным физическим механизмом, ведущим к межгодовым климатическим колебаниям на планете, является ЮК [Trenberth, 1991]. Однако нужно заметить, что для высоких широт Южного полушария воздействие ААК оказывается сильнее. В то же время физическое проявление обеих мод колебаний (ЮК и ААК) в высоких и умеренных широтах очень похоже, в том числе и в поле поверхностной температуры воды. Это согласуется с соответствующими оценками ЭНЮК (ENSO), т.е. объединенного показателя атмосферной (ЮК) и океанической (Эль-Ниньо) компонент колебаний, и Тихоокеанского Декадного колебания (ТДК) для Северного полушария [Hollowed et al., 2001]. Таким образом, можно провести аналогию между парами колебаний ЭНЮК-ТДК в Северном полушарии и ЭНЮК-ААК — в Южном.

Колебания ЭНЮК статистически не стационарны. Доминирующие периодические сигналы (2–7 лет) варьируют во времени по амплитуде и частоте. Основной тип межгодовых колебаний характеризует режим развития явления Эль-Ниньо. Какова его роль в колебаниях поверхностной температуры воды в высокоширотной области? Какова связь этого процесса с Антарктическим колебанием? И, наконец, существуют ли показатели наличия междекадных колебаний (свыше 10 лет) и каковы их проявления в поле поверхностной температуры воды? Ответы на эти вопросы позволят в будущем с более обоснованных позиций подойти к изучению связи выявленной временной структуры климатических колебаний с соответствующими изменениями, происходившими в биосфере Антарктики.

Режимные сдвиги

Анализ графиков изменения аномалий летней температуры воды позволил выявить наличие двух хорошо выраженных длительных периодов с различным режимом колебаний. Различие заключается в очень слабой изменчивости летней температуры воды в период с 1949–1950 гг. по 1978–1981 гг. и резком ее увеличении с 1979–1982 гг. по настоящее время. Это относится к кластерам 1–4, 6–10, 29, 30 и 33 (см. рис. 35,б). К примеру, для кластера 1 среднее стандартное отклонение в первом случае равнялось 0,048, а во втором случае оно увеличилось на порядок — до 0,461. В среднем в первый период аномалии в этих кластерах колебались большей частью в диапазоне от $-0,2$ до $+0,2^{\circ}$. Во второй период их абсолютная величина резко увеличилась до $0,6-1,3^{\circ}$. Большин-

ство из перечисленных кластеров расположено в высокоширотной зоне, включая частично Субантарктику. С другой стороны, колебания температуры воды в кластере 13, охватывающем как антарктические, так и субантарктические воды, имеют совершенно иной характер (рис. 57,н)



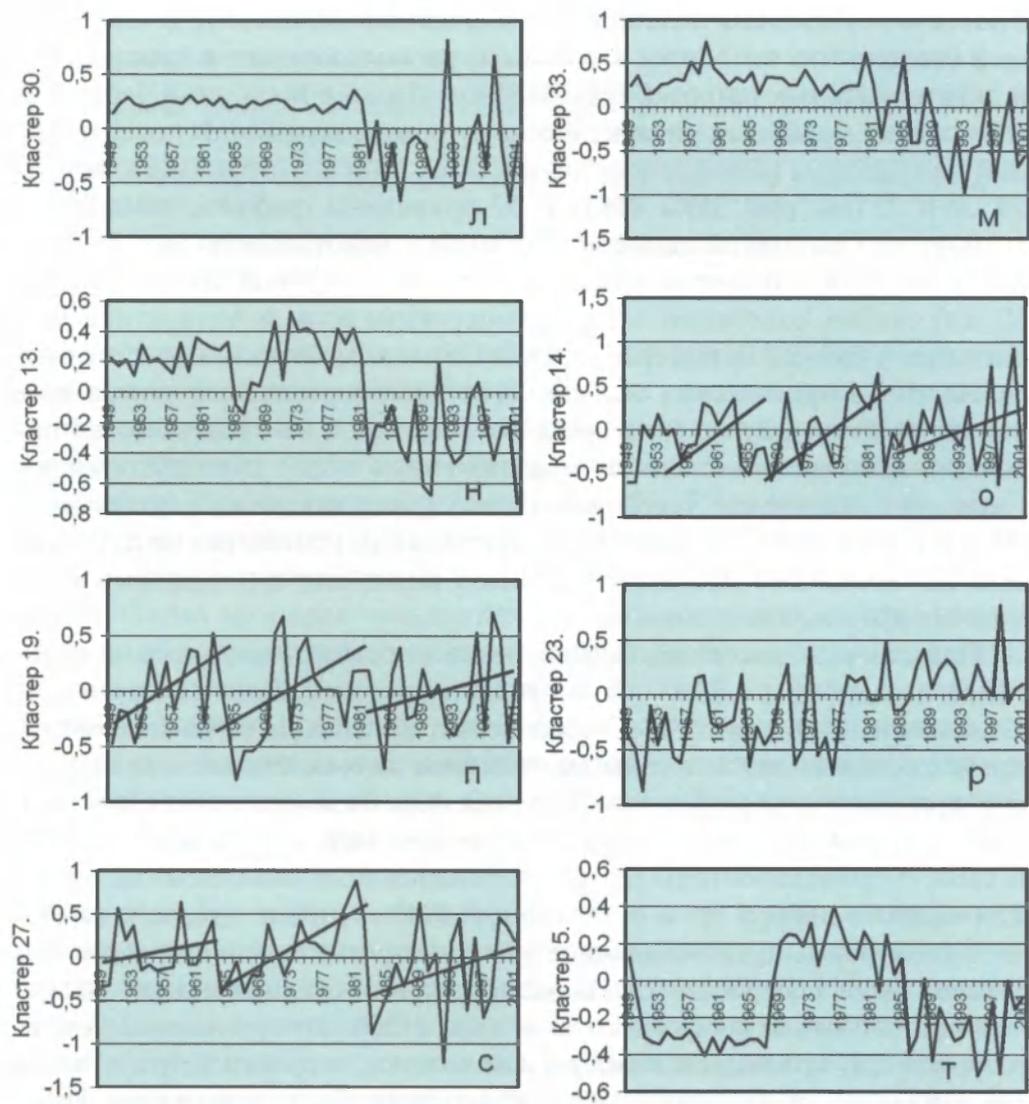


Рис. 57. Графики колебаний летней поверхностной температуры воды для отдельных кластеров. Для кластеров 14, 19 и 27 показаны линейные тренды для определенных отрезков времени (см. текст)

Fig. 57. Changes in summer sea surface temperature for different clusters. Linear trends are shown for clusters 14, 19 and 27 (see the text)

с достаточно большой амплитудой межгодовых колебаний. В еще большей степени это относится к районам, расположенным в тропических и экваториальных широтах трех океанов. Лишь в восточной части Тихого океана подобный антарктическому режим колебаний поверхностной температуры воды распространяется до 30 ю.ш., охватывая кластеры 29, 30 и 33 (см. рис. 35,б). На рис. 57 приведены графики, демонстрирующие ход аномалий температуры воды в некоторых из перечисленных кластеров. Что могло привести к столь длительной эпохе (порядка 30 лет) слабых колебаний летней температуры воды в Антарктике и на смежных участках (кластеры 29, 30 и 33), находящихся под влиянием адвекции антарктических вод на север? Априори можно утверждать, что это явление должно быть связано с усилением изоляции высокоширотной области, ослаблением межширотного водо- и воздухообмена. Главным показателем такой изоляции служит постоянно существующий в климатическом плане пояс интенсивных западных ветров, вызванных постоянно высоким градиентом между альтернативными зонами атмосферного давления.

Попытаемся выстроить механизм взаимосвязи колебаний в атмосфере и гидросфере Южного полушария, не определяя их причинно-следственные приоритеты. С этой целью проследим за изменениями, происходящими летом в годы экстремумов двух основных мод колебаний приземного атмосферного давления. Как было отмечено выше, они хорошо отражаются в ходе летних индексов ЮК и ААК (см. рис. 51). В табл. 4 приведены годы их максимальных и минимальных величин. Для каждого набора лет и отдельно для 1949 и 1998 гг. (годы, в наиболее яркой форме представляющие альтернативные состояния обоих индексов) были построены карты распределения средних летних аномалий приземного атмосферного давления, H500, поверхностной температуры воды, приземной температуры воздуха, скорости ветра, а также его зональной и меридиональной компонент. Были построены также карты распределения разницы между теми же характеристиками в годы максимальных и минимальных индексов. Расчеты и построение карт были выполнены на основе данных, подготовленных Центром Диагностики Климата NOAA-CIRES (Boulder, Colorado), и получены с сайта <http://www.cdc.noaa.gov>. Рассмотрим некоторые примеры, характерные для летнего сезона экстремальных лет колебаний индекса ААК.

Напомню, что изменение давления в разных климатических поясах, определяющих данный тип колебаний (ААК), происходит в разных фазах. Поэтому **положительные аномалии индекса ААК** формируются, когда в северном поясе (высокого давления) давление повышается, а в юж-

Таблица 4. Экстремальные годы летних индексов ААК и ЮК

Индекс	Годы индексов	
	максимальных	минимальных
ААК	1959, 1962, 1974, 1979, 1982, 1989, 1994, 1999	1949, 1953, 1957, 1965, 1969, 1972, 1977, 1983, 1992
ЮК	1956, 1962, 1967, 1971, 1974, 1976, 1989, 1997, 1999	1959, 1964, 1969, 1973, 1978, 1983, 1987, 1992, 1998

ном (низкого давления), соответственно, понижается. Такое явление приводит к обострению контраста между поясами, усилению зональной компоненты ветра на 1–2 м/с. При этом зона интенсивных западных ветров охватывает почти весь Южный океан до материкового шельфа Антарктиды с осью, расположенной вдоль 51–55° ю.ш. (см. рис. 54, в). Это ведет к понижению приземной температуры воздуха над Антарктидой и вблизи ее побережья на 0,4–1,0°. Над высокоширотной океанической частью аномалии температуры воздуха почти повсеместно имеют очень низкие абсолютные величины (большой частью отрицательные), не превышающие 0,3°, а чаще — в пределах 0,1–0,2°. Лишь в тихоокеанском секторе от побережья Антарктиды до 40° ю.ш. вытягивается на север зона довольно высоких по абсолютной величине отрицательных аномалий температуры воздуха (до –0,4° над субантарктическим районом), связанная со вторжением холодных масс воздуха с материка. При этом в Тихом океане формируются знакомые очертания [Масленников, 2002Б] областей квазизональной протяженности с перемежающимся знаком аномалий приземной температуры воздуха и поверхностной температуры воды: область отрицательных аномалий, охватывающая экваториально-тропические широты Тихого океана (в районе побережья Южной Америки опускающаяся до 35° ю.ш.), расположенная южнее область положительных аномалий, протягивающаяся от района Австралии — Новой Зеландии через субтропический район Тихого океана к южной оконечности Южной Америки, и антарктическая тихоокеанская зона. Они образуют трехполюсную структуру, относящуюся к так называемой Восточно-Тихоокеанской моде колебаний поверхностной температуры воды [Масленников, 2002Б]. Диапазон температурных колебаний хорошо иллюстрирует разница между средней летней температурой воздуха (рис. 58, а) и воды (см. рис. 58, б) в годы максимумов и минимумов индекса ААК.

Наконец, в поле аномалий геопотенциальных высот поверхности 500 ГПа повторяется ситуация, наблюдающаяся в поле приземного дав-