

КОНТРОЛЬНЫЙ ЛИСТОК  
СРОКОВ ВОЗВРАТА  
КНИГА ДОЛЖНА БЫТЬ  
ВОЗВРАЩЕНА НЕ ПОЗЖЕ  
УКАЗАННОГО ЗДЕСЬ СРОКА

Кол-во пред. выдач

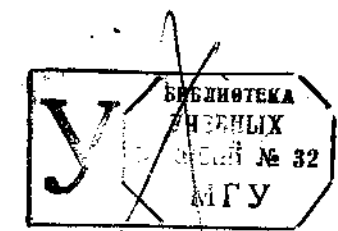
43019/90 5.04.92  
23717 20 8.04.93  
20 5.08.95  
9030.0694  
74238 12.12.  
20.6  
6 04.11.95

4153.1.86

1703

В.Л.ЛЕБЕДЕВ

ГРАНИЧНЫЕ  
ПОВЕРХНОСТИ  
В ОКЕАНЕ



Издательство  
Московского  
университета

1986

УДК 551.461

311A  
1-330  
1 г  
ИФ  
Лебедев В.Л. Граничные поверхности в океане. Учебн. пособие. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. С ил. 193 с.

Пособие посвящено граничным поверхностям в океане — областям наиболее интенсивных процессов, аномально высоким концентрациям веществ и микроорганизмов, максимальным градиентам температуры, плотности; рассмотрены особые свойства морских граничных поверхностей и показана их роль в формировании пространственной и функциональной структуры океана.

Для студентов-географов и специалистов-океанологов.

Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Московского университета

Рецензенты:

доктор физико-математических наук А.А. Сперанская,  
доктор физико-математических наук А.М. Гусев,  
доктор философских наук И.И. Мочалов

НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА  
им. Горького  
МГУ

4453-1-86

Л 1903030000-159 45-86  
077(02)-86

© Издательство Московского  
университета, 1986

ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние два-три десятилетия в науке об океане произошло немало событий, которые заставили существенно переменить представления об этом крупнейшем элементе географической оболочки Земли. Систематическое изучение океана, начавшееся чуть больше ста лет назад экспедицией "Челленджера", от которой началась наука "океанография" — описательный этап изучения океана, — в основном было закончено к 1917 г. Это нашло как бы обобщающую формулировку в замечательном труде Ю.М. Шокальского "Океанография". Стало известно в общих чертах, что и где есть в Мировом океане. Вскоре после окончания первой мировой войны и после победы Великой Октябрьской революции в нашей стране развернулись работы следующего этапа науки об океане, ученые стали стремиться познать закономерности процессов, протекающих в океане. Океанография развивалась в океанологию, и первым, кто четко определил задачи этого нового этапа мореведения еще в тридцатые годы нашего столетия, был замечательный советский ученый Н.Н. Зубов. После окончания второй мировой войны резко выросли масштабы работ по исследованию океана в количественном, качественном и в организационном отношении. Увеличилось число исследовательских кораблей, поднялся технический уровень инструментария, стали широко практиковаться международные мероприятия по изучению отдельных районов Мирового океана и решению крупных, глобальных проблем, связанных с океаном. В этом отношении особенно много дали работы по программам Международного геофизического года (МГГ-МГС, 1957-1959). Получили широкое развитие "полигонный" метод исследования, применение зондов, прецизионных самописцев, наблюдений с искусственных спутников Земли и т.п.

Этот поток новой информации привел к необходимости пересмотра представлений об общем характере "поведения" вод океана. Со времен экспедиции на "Челленджере" и исследований Ю.М. Шокальского господствовало представление об однородности и непрерывности вод океана. Это понимание приводило к тому, что кривые вертикального распределения характеристик — температуры, солености и т.д. — непременно строились сплавными, так же как и карты распределения этих характеристик по площадям. При этом данные наблюдений, нарушавшие эту "гладкость", исключались как неверные. Некоторые нарушения этой непрерывности признавались лишь для слоев скачка (по верти-

кали) и фронтов (по горизонтали), но при условии монотонности изменений.

Во второй половине столетия стали обнаруживаться факты, никак не укладывающиеся в представления о непрерывности характеристик вод океана как об однородной среде. Обнаружили поповерхностное экваториальное противотечение в Тихом океане. Его назвали течением Кромвелла. Вскоре были открыты также же течения Ломоносова в Атлантическом океане и Тареева — в Индийском. На станциях "Полигон-70" были обнаружены динамические вихри, подобные циклонам в атмосфере. Затем выяснилось, что в океане существуют вихри не только "синоптические", но и топогенные, пограничные и другие — все они создают существенные неоднородности в динамике вод океана. Установлено, что суммарная энергия этих вихрей, — а их в океане насчитывается сотни, даже тысячи, — вполне соизмерима с энергией так называемых "постоянных" течений, характерных для общей циркуляции вод и осуществляющих перенос водных масс.

Были получены новые данные о вертикальной стратификации вод. Оказалось, что очень часто, если не как правило, толща вод океана состоит не только из макрослоев толщиной в сотни и тысячи метров, но и из микрослоев толщиной в десятки и даже единицы метров с существенными различиями в океанологических характеристиках. Это создает так называемую "тонкую структуру", или "микроструктуру", вод океана.

Обнаружены во многих местах дна океана выходы термальных вод и даже пропуктов вулканизма, что тоже создает неоднородности в толще вод океана, а следовательно, и границы между этими неоднородностями. Изучению граничных поверхностей и посвящена предлагаемая книга В.Л. Лебедева.

Представление о граничных поверхностях океана существует давно. Прежде всего, это свободная поверхность океана — граница между океаном и атмосферой, и придонная вода — граница между океаном и литосферой, а также прибрежная зона — граница между сушей и океаном. Давно сложились "пограничные" ветви, объединяющие две науки: морская метеорология, морская геология и наука о берегах (морская геоморфология). В толще воды в океанологии особо изучаются слои скачка и фронты.

Но все эти направления существуют, как правило, самостоятельно и рассматривают конкретные процессы, связанные с граничной поверхностью, например: теплообмен и влагообмен океана и атмосферы, влияние внутреннего тепла Земли на океан, формирование берегов и т.д. Между тем множество неоднородностей, существующих в океане, связано с множеством граничных поверхностей самой разнообразной природы, вплоть до кожных покровов живых организмов и молекулярных пленок на частицах взвеси. Следовательно, неоднородности и связанные с ними граничные поверхности — это элементы структуры вод океана, составляющие вместе целое, называемое Мировым океаном. А это

уже принципиально новое общее представление об океане, как бы новая "философия океана".

В последние годы жизни Н.Н. Зубов много размышлял о возможности какого-то крупного обобщения знаний об океане. Он создал "зубовское" направление в изучении океана своими принципиально новыми работами: "Морские волны и льды", "Льды Арктики", "Динамическая океанология", "Основы учения о проливах". Все эти работы имеют преимущественно аналитический характер и рассматривают явления по элементам. Но в каждой из них, особенно в последней, присутствуют и элементы синтеза, обобщения. Он думал создать единое представление об океане как целостном географическом объекте, обладающем общими свойствами, процессами, как о живом организме. Он хотел написать книгу, в которой была бы изложена "философия океана", но осуществить это не успел.

Развитие зубовской идеи потребовало объединенных усилий специалистов разного профиля. Оно проявилось в совместных работах Т.А. Айзатуллина, В.Л. Лебедева, К.М. Хайлова на пути соединения физических, химических и биологических сторон природы океана через процессы на граничных поверхностях. Теперь эта тема изложена с большой полнотой и в учебном аспекте.

Основу данного учебного пособия составляет курс "Граничные поверхности в океане", который читается автором с 1976 г. Этот курс не только углубляет чисто океанологическое образование, но и расширяет географический аспект этого образования. Он включает многие задачи цикла физико-географических вопросов, знакомство с которыми определяет лицо океанолога-географа, отличает его от океанолога-физика или от океанолога-инженера. Важно, что многообразие фактов автор изложил в форме, соответствующей учебному пособию: последовательно, конкретно, с ориентацией на выход к решению актуальных практических задач по использованию морских ресурсов и контролю среды.

Нет сомнений, что книга вызовет живейший интерес не только у студентов, но и у ученых. Могут быть споры, даже возражения, но будет, конечно, и поддержка этого нового и очень интересного направления в океанологии.

Профессор, доктор географических наук  
А.Д. Добровольский

Учебное пособие посвящено описанию механизмов взаимодействия и структуры океанской среды в пограничных зонах: океан - атмосфера, дно, берег, лед, а также на внутренних границах - фронт, слой скачка, поверхность взвешенного вещества. За последние десятилетия внимание специалистов к граничным поверхностям океана значительно возросло и, видимо, будет возрастать в дальнейшем. Это связано с новыми техническими возможностями изучения океана и практическими запросами использования морских ресурсов, контроля и охраны среды, уточнения механизмов газо- и теплообмена океана и атмосферы.

При использовании морских биологических ресурсов актуальными стали задачи контроля за восполнением их запасов, так как объем мирового вылова в океане приблизился к геологическому пределу. Оказалось, что икра, личинки и молодь многих массовых промысловых рыб (включая даже бентосные виды, например камбалу) развиваются в тонком поверхностном слое воды толщиной в несколько сантиметров. Уже одно это обстоятельство требует самого пристального внимания к физике и химии морской поверхности.

Химические исследования поверхностного микрослоя также принесли важные результаты. Оказалось, что многие необходимые для биологических процессов вещества имеют на поверхности океана концентрацию в 10-1000 раз большую, чем на глубине 1 м. Что касается антропогенных загрязнений, которые особенно опасны для молоди морских организмов, то и для них характерно резкое повышение концентраций (в 10-1000 раз) на границе океан - атмосфера. В некоторых случаях эти концентрации превысили пороговые значения, при которых биологическая активность организмов понижается на 50% и соответственно увеличивается их смертность.

Названные особенности биологического и химического характера тесно связаны с физическими процессами в поверхностном микрослое. С одной стороны, они определяются этими процессами, с другой - влияют на их развитие. Поверхностный микрослой в физическом отношении также своеобразен. Турбулентное состояние воды в нем переходит в ламинарное, нарушаемое периодической микроконвекцией. Процессы обмена теплом, растворенными веществами и количеством движения осуществляются на молекулярном уровне, а на самой границе, где вода структурирована межмолекулярными связями, диффузия газов, по мне-

нию известного морского химика Р. Хорна, может протекать на уровне их диффузии в твердом теле. Такое состояние воды называется квазикристаллическим; в его нарушении существенную роль может играть биотурбулентность, связанная с обилием подвижных организмов в поверхностном микрослое. На поверхности этого слоя наблюдается статистически устойчивая аномалия температуры (около  $-0,5^{\circ}$ ). С точки зрения общего тепло содержания океана эта величина ничтожна, но для процессов функционирования верхнего микрослоя, обновления его вод и регулирования их состава она может иметь определяющее значение.

Биологическое и химическое значение границы поверхности океан - дно изучалось очень давно. Новым моментом, привлекающим к этой границе повышенное внимание, стала потребность добычи полезных ископаемых. В связи с этим встал вопрос о расчете придонных течений, поскольку широко используемые в океанологии методы расчета течений ориентированы преимущественно на определение течений верхнего бароклинного слоя океана.

Приведенных примеров, вероятно, достаточно, чтобы показать сугубо практические запросы к изучению граничных поверхностей и пограничных слоев, к ориентации будущих специалистов на познание их природы и учет ее особенностей. Подобным вопросам и отводится главное место в учебном пособии. Но этим его задачи не ограничиваются.

Для того чтобы изучение океана не только шло за назревшими практическими запросами, а предвидело и опережало их, нужна разработка концепций об общей структуре и функционировании океана как целостного природного объекта. Для изложения этой проблематики курс "Граничные поверхности в океане" предоставляет благоприятные возможности. Исходные позиции здесь основаны на том, что структура океана формируется в результате процессов взаимодействия на граничных поверхностях и в самом первом приближении имеет циркумграничный характер, при котором к границам океана с атмосферой, берегами и дном примыкают слои повышенной динамической, химической и биологической активности. Подобные же слои простираются вдоль внутренних границ океана, представленных фронтами и слоями скачка. Надо заметить, что эти представления в том обобщенном виде, в котором они излагаются в курсе, сравнительно новы, хотя взятые по отдельности встречаются в очень многих работах по теоретической и промысловой океанологии. В геохимическом и биологическом плане они восходят к идеям В.И. Вернадского (1926).

Первая обобщающая книга по граничным поверхностям в океане была опубликована специалистами в области химии, физики и биологии океана (Айзагуллин, Лебедев, Хайлов, 1979). Мысль о том, что граничные поверхности оказываются средоточием и сердцевиной процессов взаимодействия, находит наибо-

лее полное и прямое подтверждение в процессах химического взаимодействия, которое возможно лишь при соприкосновении тел, на их контактных поверхностях, и при прочих равных условиях пропорционально их площади. С этим связано то, что измельчение предназначенных для химических реакций веществ (ведущее к увеличению совокупной площади их граничной поверхности) составляет один из важнейших процессов в химической технологии и определяет значительную часть ее энергетических затрат. Менее очевидна и универсальна роль граничных поверхностей в физических, биологических и биохимических процессах. Поэтому не случайно, что взгляд на граничные поверхности как на важное звено в структуре океана пришел в океанологию из области химии и был впервые опубликован в виде основ широкой концепции морскими химиком Т.А. Айзатуллиным (1966). Значительное внимание поверхностям раздела в океане уделяется и в монографии по морской химии Р.Хорна (1972).

Среди результатов современных гидрофизических исследований, подтверждающих представление о циркумграничной структуре океана, можно привести следующий пример. Приблизительно до 1970-х годов господствовало представление о том, что внутренние глубинные воды океана находятся в состоянии перемешивания на турбулентном уровне. Прямые измерения турбулентных пульсаций в глубинных слоях, а также наблюдения за сохранением тонкой структуры вертикальных профилей температуры и солености на большом протяжении глубинных течений привели к выводу, что глубинные воды находятся в режиме движения, близкого к ламинарному. Турбулентное перемешивание стало считаться особенностью пограничных слоев. Более того, было высказано подкрепленное расчетами предположение, что глубинные воды океана, которые по вертикальному распределению характеристик кажутся перемешанными, перемешались не *in situ*, а во время своего соприкосновения с граничными поверхностями (в основном с материковым склоном), т.е. в тот период своего существования, когда они составляли часть пограничных слоев (Агси, 1978). Это существенное проявление циркумграничной структуры вод. Как и все отклонения физических характеристик, оно имеет свое отражение в химических и биологических процессах.

Локальная концентрация граничных поверхностей в отдельных районах океана и их многообразие хорошо коррелируются с биопродукционными возможностями среды. Существует немало примеров того, что появление в морской среде новой границы самым непредвиденным образом активизирует биологические процессы. Это подтвердилось для границы кислородной и сероводородной зон Черного моря и горячих сероводородных источников на больших глубинах Тихого океана.

Характерное свойство пограничных зон состоит в том, что их структура усложняется с приближением к границе раздела и

требует для своего изучения мелко- и микромасштабных измерений с использованием специальной техники и методики. При этом необходим адекватный методологический подход, учитывающий то обстоятельство, что в особых условиях водной и соприкасающейся среды на границе раздела особое значение приобретает взаимодействие между физическими, химическими и биологическими полями океана. В широком плане подобный подход составляет важнейшую черту отечественной теоретической географии, концентрирующей внимание на взаимодействии географических компонентов среды.

Внимание, уделяемое в учебном пособии различным пограничным процессам, не одинаково. Это связано с тем, что часть из них рассматривается в отдельных учебных курсах — по волнам, течениям и взаимодействию океана и атмосферы.

Автор считает приятным долгом поблагодарить за ценные замечания по отдельным разделам учебного пособия сотрудников Института океанологии АН СССР: проф. Г.И. Баренблатта, докт. геогр. наук В.А. Буркова, проф. К.Н. Федорова и канд. физ.-мат. наук А.И. Гинзбург.

## § 1. Противоречивость границ

Изучение граничных поверхностей в океане – новое комплексное поле исследований. В нем мы встретимся с объективными противоречиями как самих пограничных явлений, так и теоретической мысли. Например, имеет ли граничная поверхность толщину? Противоречие заключено здесь в самой постановке вопроса. Поскольку поверхность вещественна, поскольку ей присущи особые физические и химические реакции на воздействия, наконец, способность трансформировать пересекающие ее потоки вещества и энергии, она не может быть бестелесной. Граничная поверхность приводит подвижную среду в квазиламинарное или квазикристаллическое состояние, когда подавляются турбулентные возмущения. Однако именно на граничной поверхности генерируется энергия, порождающая турбулентные пограничные слои в океане и атмосфере. Отметим, что часть таких противоречий снята теорией путем последовательного анализа и синтеза целостной картины взаимодействий на граничных поверхностях, но часть (особенно связанная со взаимодействием в многокомпонентной системе) пока не рассмотрена.

В делем граничные поверхности составляют многозначное противоречивое единство. Это свидетельствует о повышенной роли граничных поверхностей в функционировании и эволюции океана, поскольку взаимодействия противоречий составляет движущую силу развития природных процессов.

В завершающей части работы будет рассмотрен переход от количества граничных поверхностей, пронизывающих локальную геосистему, к ее качественным характеристикам – потенциальной биопродуктивности и способности к самоочищению.

Главная сквозная тема, которую мы будем исследовать – граничные поверхности как арены процессов взаимодействия, места генерации этих процессов, их источники и стоки. Содержание взаимодействия состоит в потоках вещества и энергии. Для возникновения и затухания результирующих потоков нужны градиенты или разрывы свойств. Граничные поверхности – места максимальных градиентов, скачков и разрывов в полях характеристик. Каждая граничная поверхность составляет сердцевину взаимодействующей системы или ее звена и в свою очередь может рассматриваться как система. Через границу и под влия-

нием ее происходит деформация внешней и внутренней среды.

Примечание. Широкий интерес к географическим границам и их противоречивой природе (как месту раздела и обмена одновременно) проявляет в последние годы физическая и экономическая география (см., например, сб. "Географические границы". М., 1982).

## §2. Раздвоенность границ

На первый взгляд граница выступает как простое геометрическое понятие, как внешняя часть объекта, не имеющая самостоятельного значения. Прежде всего в океане заметны две граничные поверхности: океан – атмосфера и океан – дно. Ординарна ли, т.е. едина ли, граница океан – атмосфера? Если у двух соприкасающихся тел граница едина и вещественна, то эти тела сами образуют единство, без разрыва переходя друг в друга. Это обстоятельство было отмечено еще Аристотелем: "Я говорю о непрерывном, когда граница, по которой соприкасаются оба следующих друг за другом предмета, становится для них одной и той же и, как показывает название, не прерывается, а это невозможно, пока у них существуют два края" (Аристотель. Физика, Соч., т. 3, 1981, с. 166.).

Поскольку океан и атмосфера – различные тела, то в месте их соприкосновения каждое обладает собственными краем, собственной границей – жидкой для воды и газовой для атмосферы. Получается, что граница не геометрическое понятие, а вещественный объект, в нашем примере некоторая двойная структура, включающая две границы: вода – воздух и воздух – вода.

Пограничные микрослой и вслы, и воздуха обладают особыми свойствами, выделяющими их из граничных сред; прежде всего это огромные градиенты характеристик, квазиламинарная форма механического движения и молекулярный уровень диффузии. Самый тонкий верхний слой морской воды в условиях термодинамического равновесия должен быть, например, совершенно пресным и практически непроницаемым для молекулярного (так называемого физического) испарения ионов морской соли. Разве подобный экран не вещественное образование и разве он принадлежит сразу двум соприкасающимся телам – и воде и воздуху?

Названные выше общие принципы структуры границы океан – атмосфера применимы и для многих других океанских границ. И для них справедливы слова Аристотеля: "границы существуют вместе с тем, что они ограничивают", и, однако, "граница и то, чему она принадлежит, суть разные вещи" (Аристотель. Там же, с. 132, 179).

Добавление. Во всех физических задачах взаимодействия граничные поверхности наделяются определенными физическими свойствами, а значит, выступают как некоторые объемные образования, хотя толщиной их в ряде случаев и можно пренеб-

речь. Например, строя уравнение теплового баланса для поверхности океана, предполагают, что теплоемкость поверхности равна нулю, и записывают, что кондуктивный тепловой поток, поступающий из толщи воды к поверхности,  $q = -k\partial T/\partial z$  равен сумме потоков, идущих от поверхности в толщу атмосферы: турбулентному  $P$ , лучистому  $R$  и скрытому  $EL$ :

$$q = P + R + EL \quad (2.1)$$

Однако возникновение любого из трех записанных справа потоков предполагает, что граничная поверхность воды не есть лишь геометрическая поверхность, но некоторый слой, в котором осуществляется трансформация теплового потока: слой, из которого вылетают молекулы воды, переходящие в молекулы водяного пара; слой, из которого путем молекулярного движения передается в атмосферу тепловая энергия; слой, из которого уходит энергия длинноволнового излучения. Каждый из перечисленных процессов привязан к определенному, хотя и очень тонкому, слою вещества. Например, считают, что основной тепловой поток излучения воды поступает в среднем с горизонта  $10^{-5}$  м. Для ультрамикроскопического слоя теплоотдачи толщиной  $1-2 \cdot 10^{-5}$  м Г.Г. Хунджуа в 1977 г. предложил особое название "дельта-слой".

В природоведческой литературе встречается и очень широкое понимание поверхности. Так, В.И. Вернадский в 1926 г. писал, что поверхность нашей планеты — это ее биосфера, "... ее наружная область, ограничивающая ее от космической среды" (Вернадский. Биосфера. М., 1967, с. 226). Такое же определение было затем использовано С.В. Калесником (с заменой термина "биосфера" на "геосфера"). Толщина геосферы считается приблизительно равной 30 км, и от радиуса Земли (без атмосферы — 6370 км) это составляет 0,5%.

Примечание 1. Хотя основная доля лучистой энергии выходит из тонкого поверхностного микрослоя океана, некоторая часть этой энергии приходит со сравнительно большой глубины: вспомним, что белый диск виден с палубы судна на глубине нескольких десятков метров, но это означает, что с этой глубины передаются в атмосферу световые волны.

Примечание 2. Если мы говорим, что граничная поверхность вещественна и трехмерна, то не вытекает ли отсюда, что она есть особое тело? Если так, то она имеет вторую, внутреннюю, границу, на которой должны протекать активные процессы взаимодействия. В некотором смысле это и происходит: на внутренней границе тонкого пограничного слоя воды (порядка  $10^{-5}$  м) наблюдаются зарождение и отрыв термик, здесь возникают и выбросы динамического происхождения, генерирующие турбулент-

ность пограничного слоя, наконец, здесь же действует поверхностное натяжение, характерное для повышенных градиентов плотности внутри однофазовой среды. И однако, применяя слово "тело", легко получить "пурную бесконечность": каждое тело имеет граничную поверхность, а каждая граничная поверхность в свою очередь — тело и т.д. Мы предпочитаем говорить не о теле, а о вещественной, трехмерной пограничной структуре, или образовании (если подчеркивается особенность вещественного состава), или поверхностном слое тела.

### § 3. Единство границ

Согласно Гегелю, "нет вообще абсолютно ничего, в чем мы не могли бы и не были бы вынуждены обнаружить противоречия, т.е. противоположные определения; рассудочное абстрагирование есть не что иное, как насильственное закрепление одной определенности, усиление сознания затемнить и удалить содержащуюся в нем другую определенность" (Гегель. Энциклопедия философских наук, т. 1, 1974, с. 227). Одну из определенностей границы на разделе фаз мы нашли в том, что эта граница состоит из двух различных вещественных образований, или микрослоев, из которых каждый принадлежит своей фазе. Другая определенность состоит в том, что эти два микрослоя, взаимодействуя друг с другом, образуют единую систему. Действительно, особенности микрослоя воды на границе с воздухом связаны с поверхностным натяжением и испарением, которые зависят от свойств контактирующей среды.

Аристотель, чьи глубокие мысли о непрерывности помогают нам понять универсальную раздвоенность в структуре граничной поверхности, приводит вместе с тем примеры соединения границ, превращающего два граничащих предмета в один. Среди этих примеров к нашей теме имеет отношение склеивание. Именно "склеивание", а точнее прилипание, пограничности слоев воздуха — воды и имеет место на границе океан — атмосфера, и подобные явления мы встретим на других границах океана. Скажем, падающая частица минеральной взвеси увлекает за собой окружающий ее слой воды, вырывая его из остальной водной массы.

Добавление. Известная спираль ветрового течения Экмана построена на допущении, что трение ветра о воду есть трение со скольжением (без прилипания поверхности одной среды к поверхности другой). Однако тонкие гидродинамические исследования показывают, что скорость скольжения  $\Delta u$  относится к скорости отдаленного от границы потока  $U$  как длина свободного пробега молекул  $l$  к толщине ламинарного пограничного слоя  $\delta$  (Гухман, 1974).

$$\Delta u / U \approx l / \delta \quad (3.1)$$

Для прилегающей к воле атмосферы порядки величин следующие:  $O(U) = 10^1$  м/с,  $O(\Gamma) = 10^{-7} \div 10^{-8}$ ,  $O(\delta) = 10^{-3}$ .

Следовательно, практически имеет место прилипание одной среды к другой:  $O(\Delta u) = 10^{-3} \div 10^{-4}$  м/с. Поэтому задача Экмана должна быть модифицирована так, чтобы на поверхности океана вода и воздух двигались с одинаковой скоростью и в одинаковом направлении.

Примечание. Имеется несколько модификаций экмановской спирали для условий прилипания на границе вода - воздух. Первая построена современником Экмана Экснером в 1912 г., последняя (с переменным коэффициентом вязкости) - А.В. Шумиловым (1973). Обзор ранних модификаций опубликован в 1971 г. Б.А. Каганом (Итоги науки, ВИНТИ).

#### § 4) Динамичность границ

Противоречия граничных поверхностей в океане проявляются и в их динамическом состоянии. С одной стороны, это состояние характеризуется как состояние ограниченных форм движения: квазиламинарное, квазикристаллическое, замороженное, "айсберговое" ("айсбергами Франка - Эванса" называются упорядоченные агрегаты молекул, образующие слои вокруг углеводородных частиц). С другой стороны, пограничные микрослои обладают очень большими градиентами скорости и порождают на своей мористой границе выбросы молярных объемов жидкости, что приводит к формированию пограничного турбулентного слоя. По Л.Г. Лойцяскому (1973), 40% турбулентной энергии динамического пограничного слоя (слоя трения) генерируется в узкой полосе, прилегающей к поверхности ламинарного подслоя и составляющей всего 2% от толщины турбулентного слоя.

Температурный баланс верхнего и придонного микрослоев океана, как правило, приводит к их термической неустойчивости. При достижении неустойчивостью некоторой критической величины (критическое число  $Ra_{кр}$ , по А.И. Гиназбург и К.Н. Федорову, для свободной конвекции в полуограниченном пространстве равно 64) происходит переход количества в качество, выражающийся в новой форме движения - вертикальной термической конвекции

$$Ra_{кр} = g\alpha\Delta T\delta^3/k\nu = 64, \quad (4.1)$$

где  $g$  - ускорение свободного падения;  $\alpha$  - коэффициент термического расширения воды;  $\Delta T$  - разность температур на границе океан - атмосфера и на нижней границе термического пограничного микрослоя;  $\delta$  - толщина термического микрослоя;  $k, \nu$  - коэффициенты молекулярной теплопроводности и вязкости.

При конвекции толщина микрослоя в заданной точке пульсирует с периодом в несколько секунд или несколько десятков секунд, происходит выпадение объемов воды - термиков. Пульсации и обновления воды у поверхности значительно учащаются при наложении на термический процесс динамических возмущений, вызванных ветром. Одно из возмущений поверхности - это капиллярные волны ряби, отличающиеся от других волн очень большой круговой (за счет этого они могут увеличивать площадь поверхности на 40%), очень большой скоростью распространения и частотой (обеспеченностью) своего появления на поверхности воды. Регулярный процесс возмущения граничной поверхности состоит в разрушении ее всплывающими пузырьками газов. Это очень резкие взрывоподобные возмущения - одна из причин выброса в атмосферу ионов морских солей и органических частиц.

Наконец, один из главных процессов возмущения пограничных микрослоев заключается в бистурбулентности, вызванной очень высокой концентрацией живых организмов, на порядок превосходящей концентрацию во внутренней области океана. В океане протекают процессы, непрерывно изменяющие площади граничных поверхностей, наращивающие или сокращающие их. Наиболее активный и производительный из этих процессов - жизнедеятельность организмов. Чем меньше эти организмы, тем не только активнее их взаимодействие с окружающей средой, но и короче время генерации (удвоения особей), больше удельная продукция.

Другие агенты, изменяющие площадь граничных поверхностей в океане (наращивающие ее), - это сток рек (взвеси, фронты), айсберговый сток, ветер (волны, водяные брызги, прибой и абразия берегов, золотой перенос аэрозолей, слой скачка), теплообмен (морской лед), течения (фронты, взвеси), подводные источники (вулканы, гидротермы), космогенный материал и другие.

Стоки взвесей осуществляются за счет их поглощения организмами, растворения в воде или удаления из нее на одну из граничных поверхностей. В целом граничные поверхности в океане составляют некую количественно изменчивую во времени субстанцию, имеющую источники и стоки и в среднем находящуюся в динамическом равновесии.

Добавление. При оценке роли граничных поверхностей в процессах обмена большое значение имеет скорость обновления среды на границах раздела. Это важный показатель, заслуживающий специального количественного критерия. На граничных поверхностях океан - атмосфера и океан - дно такими критериями служат периоды пульсации и обновления пограничного слоя. Имеются также исследования гидродинамики микропограничного слоя, окружающего движущийся планктон (Степанов, Светличный, 1981). Например, используется критерий турбулизации окружающей среды в виде критического числа Рейнольдса  $Re$



$$Re_{кр} = vd/\nu = 1000, \quad (4.2)$$

где  $V$  — скорость движения;  $d$  — диаметр планктонного организма;  $\nu$  — молекулярная вязкость воды.

Стметим, что подвижны не только животные, но и растительные планктонные организмы. Многие из них имеют жгутики или иные приспособления для плавания и ускоренного обновления омывающей их воды, что увеличивает интенсивность обмена на граничной поверхности вода — живое вещество.

### § 5. Обзор граничных поверхностей

В географической среде сперва легче увидеть взаимодействующие объекты, а затем через них прийти к опознанию и классификации граничных поверхностей. Учет и систематизация взаимодействующих с океаном и в океане тел и полей позволяют наиболее полно охватить и расставить по своим местам присутствующие в системе границы.

Перечень граничных поверхностей, который мы положим в основу дальнейшего обсуждения, составлен Т.А. Айзатуллиным. Основные внешние границы океана следующие: граница вода — атмосфера (А); вода — берег (Б); вода — дно (Д). В этот перечень входит также граница вода — лед (Л), так как она существенно отличается от атмосферной и береговой границы. Особый характер имеет в океане граница с полем солнечной радиации. Это размытая контактная зона для воды и дисперсная граничная поверхность для взвешенных в воде частиц. Поле радиации осуществляет контакт океана не столько с атмосферой, сколько с космосом, и создает границу океан — космос (К).

Поле солнечной радиации — отдельный объект взаимодействия, который может временами в атмосфере отсутствовать, а местами осуществлять контакт с водой через ледяной покров, т.е. при отсутствии прямого соприкосновения воды и газовой оболочки. Отдельный объект взаимодействия воды и газовой оболочки. В их устьевых зонах создается эстуарная граница морской и речной воды (Е). Так же, как реки создают особый тип границы у дневной поверхности океана, подводные источники, выбрасывающие в воду вещественные и энергетические потоки из глубин литосферы, создают особые участки поверхности дна (И), на которых океан вступает в соприкосновение с глубинными слоями Земли. Наконец, антропогенная (техногенная) граница с искусственными сооружениями и стоками (Т) безусловно должна быть учтена как фактор возрастающего значения в морских ландшафтах.

Основные внутренние границы в океане: вода — живое вещество (Ж); вода — неживые взвеси (В); раздел различных по характеристикам соприкасающихся водных масс, представленный

в виде фронта (Ф) или слоя скачка (С). Оба этих типа границ иногда объединяют в один вид — вода — вода (Г).

Всего получается 12 основных типов границ: 8 внешних и 4 внутренних. Это не всеобъемлющий перечень. Анализ любой из перечисленных границ показывает, что она, во-первых, может быть разделена на отдельные подтипы и, во-вторых, разложена на составные компоненты. В первом приближении атмосферу принимают за единый объект, образующий границу с океаном. Но мы уже сказали о поле радиации как отдельном объекте взаимодействия. Поле радиации так же не едино, как и другие взаимодействующие поля. В океанологической литературе в нем принято выделять фотосинтетически активную ФАР, коротко- и длинноволновую часть спектра. Кроме того, оно не исчерпывает собой все поле солнечной (не говоря уже о космической) эмиссии. Во взаимодействии с океаном принимает, например, участие "солнечный ветер" (поток ионер вопорода), и существует гипотеза о том, что само образование вод океана связано с этим потоком.

В атмосфере можно выделить и другие сплошные, или дискретные, поля, имеющие контакт с океаном на его границе. Это активные компоненты газовой оболочки — кислород и углекислый газ. Напомним, что по закону Дальтона на них можно смотреть как на отдельные атмосферы. Самостоятельное значение этих компонентов проявляется в тех местах, где поверхность океана перекрыта экранирующими газовый обмен пленками или ледяным покровом. Это осадки и аэрозоли, через которые осуществляются особые циклы процессов взаимодействия на границе океан — атмосфера. Таким образом, взаимодействующий с океаном объект (атмосферу) можно представить как некоторое множество элементов.

Очевидно, что такое же представление справедливо и для других взаимодействующих с водой объектов (дно, инородные воды и др.), а также для исходной водной массы. Формализуем эти представления, следуя работе (Айзатуллин и др., 1979).  $W$  — исходная водная масса характеризуется множеством

$C = \{c_i\}$ , где  $c_i$  — элементы множества, различающиеся индексами  $i = \overline{1, m}$ ;  $E_k$  — географические объекты, разделяемые границами. Каждый из объектов  $E_k$  характеризуется своим множеством  $A = \{a_{ki}\}$ , где  $k$  — индекс множества,

$l$  — индекс элемента множества,  $k = \overline{1, n}$ ;  $l = \overline{1, s}$ . Называя  $c_i$ ,  $a_{kl}$  элементами, мы имеем в виду математическую терминологию; в географическом смысле это физические, химические и биологические компоненты, или характеристики, участвующие во взаимодействии. Мы говорим "или характеристики", так как имеем в виду и такой элемент множества, как поле трения, которое к компонентам географических объектов

не относят. Очевидно, что граничные поверхности  $S_k$ , разделяющие объекты взаимодействия, и примыкающие к ним пограничные слои  $WE_k$  будут характеризоваться объединениями множеств  $G_k = CUA_k$ , а места пересечения нескольких пограничных слоев (например, берег, кромка льда, выходящая на поверхность океана фронт) — многократным объединением

$$\bar{G} = G_k \bigcup_{k=1}^n A_k.$$

Но обязательно ли элементы одного множества присутствуют в пограничном слое другого множества? В общем случае — да, так как пограничный слой определяется как область влияния контактирующего тела на среду, а это влияние передается потоками конкретного вещества и энергии через граничную поверхность. Обратим внимание на то, что в состав множества мы включаем лишь элементы, участвующие во взаимодействии. Пограничный слой — сложное понятие, и далее мы увидим, что в реальных условиях сосуществует несколько пограничных слоев и области простираения их в общем случае не совпадают.

В § 2 говорилось, что тончайший поверхностный слой морской воды в условиях термодинамического равновесия лишен ионов солей. Добавим, что он также может быть перекрыт пленкой поверхностно активных веществ. Означает ли это, что не все взаимодействующие элементы соприкасающихся множеств присутствуют на границе раздела? Нет, не означает. Существуют механизмы возмущения и разрушения структуры граничной поверхности, переносящие ионы солей и молекулы других веществ (например, органических) из воды в воздух (§ 4). Проходя через границу раздела, эти вещества и элементы тем самым присутствуют в ней.

Граничной поверхности вода — живое вещество соответствует множество  $A_{ж} = \{a_{ж}^i\}$ , наиболее богатое взаимодействующими компонентами. Выделим из них главные. Для фитопланктона — это поле солнечной радиации (и соответственно дисперсная граница солнечная радиация — живое вещество), поле углекислоты, поля биогенных веществ (растворенных соединений азота, фосфора, кремния), поле водородных ионов (характеризуемое величиной pH), микроэлементов, витаминов и многие другие. Для мира морских бактерий — это поля ВОВ (неживое взвешенное органическое вещество), РОВ (растворенное органическое вещество), для некоторых видов — поля сероводорода и другие; для всех гетеротрофных организмов — поле растворенного кислорода. Посредством селективного обмена с этими полями живое вещество как бы расщепляет единый природный объект — морскую воду — на множество отдельных объектов взаимодействия и затем синтезирует их в новом единстве.

Важной границей раздела (в отдельных районах океана сопоставимой по значению для биологических процессов с границей вода — космос) нужно считать границу раздела кислородных и сероводородных вод. В кислородной зоне Черного моря вблизи границы с сероводородными водами отмечается значительное повышение биомассы и продукции бактериопланктона. Это связано с развитием автотрофной сероводородной зоны. В табл. 1. приведены наблюдения на одной из станций, где это увеличение было наиболее значительно (станция расположена в центральной части моря на меридиане Сименза). Из таблицы видно, что вспышки жизнедеятельности бактерий помимо границы с сероводородной зоной наблюдаются также у верхней границы слоя скачка плотности, расположенной на глубине около 20 м.

Таблица 1

Вертикальное распределение бактериопланктона в Черном море (по Ю.И. Сорокину и Р.З. Ковалевской, 1980)

Характеристики бактериопланктона	Горизонты, м									
	0	7	18	24	45	75	100	120	135	150
Биомасса, мг/м <sup>3</sup>	25	19	27	64	24	7	5	2	11	81
Суточная продукция, мг/м <sup>3</sup>	29	-	-	78	17	-	3	-	12	61

На рис. 1 показано вертикальное распределение в Черном море кислорода, сероводорода, а также интенсивности фото- и хемосинтеза. Предполагается, что показанная закономерность не ограничена Черным морем, а должна проявляться и на границах других сероводородных зон и подводных источников.

Важно отметить, что концентрация бактерий у границы раздела кислородной и сероводородной водных масс составляет лишь начальное звено пищевой цепи. Здесь же поселяются питающиеся бактериями простейшие — инфузории и зоофлагеллаты, которые служат кормом для мигрирующих в эту же зону ракообразных.

В заключение приведем интересное высказывание Т.А. Айзатуллина: "Природа рисует карты географических границ путем сгущения жизни на них — нужно только научиться читать эти карты".

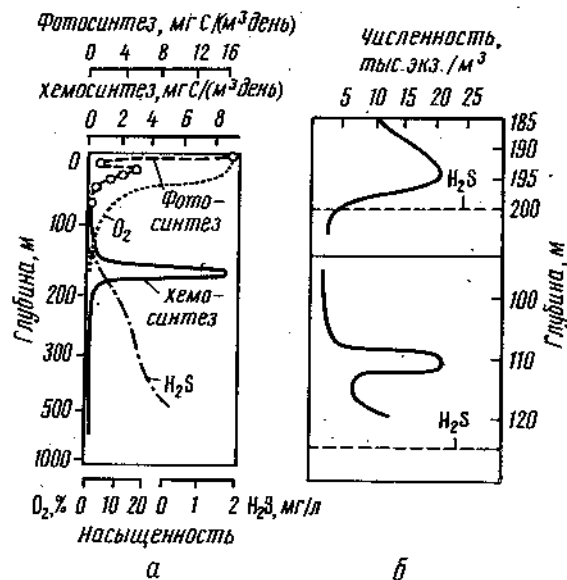


Рис. 1. Вертикальное распределение в Черном море кислорода, сероводорода, продукции фото- и хемосинтеза (а) (по Ю.И. Соколкину) и численность инфузорий (б) (по Н.В. Мамаеву)

### § 6. Типы граничных поверхностей

Многообразие граничных поверхностей в океане можно охарактеризовать перечислением качественных различий, которые им присущи. Такой список будет полезен при идентификации и отборе границ для их картирования, о котором будет сказано в дальнейшем. Разделим граничные поверхности по следующим признакам: 1) по положению — на внешние и внутренние; 2) по фазе и характеру взаимодействующего с водой вещества — на газовые, жидкие, твердые и биологические; 3) по составу — на условно-ординарные, или онкомпонентные, и многократные (например, берег, фронт, кромка льда); 4) по структуре — на резкие (вода — атмосфера) и размытые, или диффузные (фронт); 5) по форме — на сплошные (вода — дно), пористые (вода — дно), дискретные (вода — дрейфующий лед), косые дисперсные (вода — неживые взвеси) и биодисперсные (вода — взвешенное живое вещество); 6) по состоянию — на подвижные и неподвижные; 7) по устойчивости — на постоянные и временные.

Примечание. Условие ординарности зависит от конкретной задачи, в которой используется граница. Фактически ординарную естественную поверхность назвать трудно уже потому, что для всех границ характерна коцентрация жизни. Одна и та же поверхность (например, вода — лед) в одном месте может быть принята условно-ординарной и сплошной (ледяной покров вне разлобов и кромки), в другом — многократной и дискретной (кромка льда, на которой соединяются границы вода — лед и вода — атмосфера).

### § 7. Пограничные слои и хорионы

Процессы взаимодействия между телами географической оболочки начинаются и развиваются на граничных поверхностях даже в тех случаях, когда взаимодействующие тела разделены между собой в пространстве (обмен длинноволновым излучением между поверхностью океана и облаков, обмен аэрозолями между поверхностью океана и континентов). Беря начало на граничных поверхностях, взаимодействие охватывает и деформирует прилегающие к поверхностям слои взаимодействующих тел. При этом в географической оболочке создаются сравнительно устойчивые структуры, для которых советский физикогеограф А.Ю. Ретехом предложил название хорионы. Хорион состоит из географического тела и сферы влияния этого тела на окружающее пространство, т.е. сферы трансформации этого пространства под влиянием тела.

Пограничный слой также есть зона влияния граничащего со средой тела. Но в двух терминах заключена противоположная смысловая ориентация. Когда говорят "пограничные слои океана", подразумевают воду. Сказать "водное тело океана и его пограничные слои" нельзя: эти слои составляют часть водного тела. Понятие "хорион океана" включает (помимо воды океана) охваченные воздействием с океаном прилегающие слои атмосферы, созданные океанской седиментацией и пронитанные водой слои донных осадков, трансформированную влиянием океана прибрежную зону суши.

Пограничные слои океана, в свою очередь, связаны с хорионами атмосферы, дна и суши. Однако и здесь есть различия. Традиция связывает понятия пограничного слоя с весьма конкретными явлениями. Гипротермодинамические пограничные слои различаются по содержанию на динамические, тепловые и диффузионные. Все они охватываются понятием "хорион", но не истощают его, так как огромное значение для географической оболочки имеют также биологические (экологические) пограничные слои.

Для океана характерен крупномасштабный вынос пограничных вод во внепограничную (внутреннюю область). При этом вод.

биологическое) воздействие граничных поверхностей. Это имеет место в апвеллингах и даунвеллингах, в местах отхода трансокеанских акваториальных потоков от берегов континентов и в других районах. И каждый раз, изучая сложные изменения условий среды, вносимые этими интрузивными потоками, мы можем говорить о том, что хорион атмосферы, дна или берега в данном районе далеко проникает во внутреннюю область океана.

Дополняя и интегрируя понятия тел и пограничных слоев, концепция хориона не делает классический анализ пограничных слоев излишним, а, напротив, обретает содержательность и конкретность на основе этого анализа. Структура хориона многослойна. Хорион океана в атмосфере может быть прослежен по высоте распространения водяного пара. Это классический диффузионный пограничный слой. Его граница (в левом полушарии) хорошо совпадает с тепловым пограничным слоем океана в атмосфере, поскольку водяной пар — основной агент нагревания атмосферы от подстилающей поверхности. Более 99% атмосферного водяного пара сосредоточено в тропосфере. Обычно пограничные слои классической гидродинамики не имеют резко выраженной границы со средой, к которой они принадлежат. Поэтому толщина пограничного слоя считается вопросом соглашения о мере точности, с которой оценивается влияние границы на жидкость (Гухман, 1974).

Для геосферы дело обстоит иначе, здесь характерно отмеченное А.Ю. Ретейном "сопротивление среды", которое ограничивает простирание хориона. В вертикальной структуре океана и атмосферы это сопротивление среды связано с устойчивой плотностной стратификацией, создающей более или менее резкие слои скачка или поверхности разрыва. Так, поверхностью разрыва во многих задачах считается верхняя граница тропосферы.

В структуре тропосферы имеется внутреннее разделение на слои разных форм облачности и разной динамической структуры. Среди них динамический планетарный пограничный слой ППС (слой трения) толщиной около 1,5 км, в пределах которого осуществляется разворот эпюры скорости и ветер выходит на геострофическую траекторию. В приводном, или логарифмическом, пограничном слое толщиной около 50 м сила Кориолиса подавлена силой турбулентного трения, вертикальная эпюра скорости не имеет разворота, а величина скорости изменяется логарифмически. Квазиламинарная пленка (микрослой) имеет толщину около 1 мм, здесь господствует молекулярная вязкость, турбулентность подавлена, микроэпюра пленки предположительно имеет линейный вид; на границе воздух — вода происходят прилипание пленки к поверхности воды и совместное (по направлению и скорости) движение двух сред.

Многослойную структуру имеет и хорион атмосферы в океане. Прежде всего это та же квазиламинарная пленка с молекулярным механизмом процессов обмена и толщиной, изменяемой

в миллиметрах. Вместе с квазиламинарной воздушной пленкой она составляет ту вещественную двухслойную систему, которую мы имеем в виду, когда говорим о граничной поверхности океан — атмосфера. Есть ли в океане аналог логарифмическому слою, иначе, слой, в котором сила Кориолиса была бы подавлена силой турбулентного трения, — вопрос не вполне ясный. Большинство моделей взаимодействия океана с атмосферой такого аналога не предусматривает. Вместе с тем прямыми наблюдениями нередко обнаруживается однородность направления скорости в верхних горизонтах воды. Возможно, что это связано с проявлением особого типа движения воды — в форме вихрей Ленгмюра, когда частицы воды движутся в направлении ветра, но имеют винтообразно искривленные траектории. Никаких средних для океана оценок толщины слоя, охваченного подобным движением, нет. Слой трения, в котором реализуется разворот экмановской эпюры, невелик (20–30 м). Более значителен слой верхнего турбулентного перемешивания. Средняя для океана толщина этого слоя (ВКС — верхний квазиоднородный слой), основанная на балансе турбулентной энергии, составляет 50–60 м. С системой динамических пограничных слоев океана сосуществует и взаимодействует система плотностных (термических, соленостных) и других пограничных слоев. Это — холодная поверхностная пленка, или, как уточняют новейшие исследования, более сложная термическая структура — двойной температурный скин — слой; дневной, синоптический и сезонный пикноклины (термоклины, галокилины); слои разной освещенности и других характеристик. Все это охватывается бароклинным слоем океана, в котором существенны горизонтальные различия в плотности вод, вызванные взаимодействием с атмосферой. В различных моделях океанической циркуляции толщина бароклинного слоя принимается равной 1–1,5 км.

Для всей системы пограничных слоев характерно уменьшение толщины и обострение особенностей с приближением к границе раздела океан — атмосфера. Вблизи этой границы экстремальные значения принимают и абсолютные значения температуры воды и воздуха и их меридиональные градиенты.

Принципиально, но не в деталях похожая многослойная двойная структура наблюдается и на других внешних границах океана. Граничная поверхность океан — дно составляет сердцевиной системы из двух многослойных хорионов: хориона дна в океане, содержащего ту же последовательность динамических пограничных слоев, что и хорион океана в атмосфере (квазиламинарная пленка, логарифмический слой, слой трения). Хорион океана в осадках дна также очень расслоенная по вертикали структура. Его отличительная особенность состоит в резкой химической и биологической вертикальной дифференциации.

На берег можно смотреть как на пересечение хориона океана на суше и хориона суши в океане. Существуют модели сис-

тем прибрежных пограничных слоев, отдельные и весьма различные для западных и восточных берегов океана. Очень специфичны структуры пограничных слоев у широтно ориентированных, муссонных и ледовых берегов.

Хорионы взвешенного вещества могут рассматриваться в двух масштабах. На уровне отдельной частицы и организма в него войдет окваченный взаимодействием ближайший тонкий пограничный слой воды. Анализ его размеров, структуры и состава — очень важная, но специальная задача. Для географии океана, химической и промысловой океанологии важны сведения о хорионе, объединенном на уровне скопления частиц или организмов, уровне популяции и экосистемы. Граница объединенного хориона связана с величиной концентрации живой и неживой взвеси. Только достигая определенной концентрации, минеральная взвесь начинает существенно подавлять турбулентные пульсации, изменять плотность воды (или точнее дисперсной системы вода — взвесь), влиять на химические процессы, а живая взвесь перестраивать баланс химических полей в океане.

На рис. 2 представлено многообразное содержание пограничных слоев океана. Показана схематизированная графическая мо-

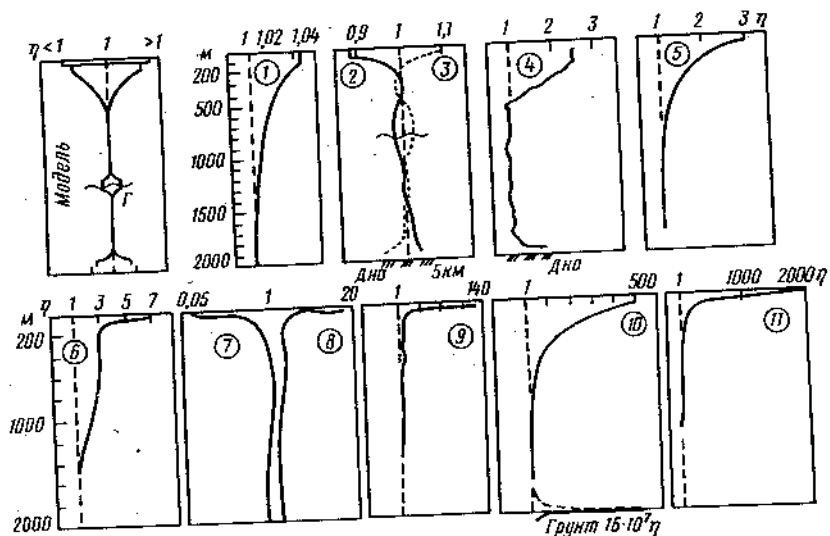


Рис. 2. Типовые вертикальные распределения характеристик и их графическое обобщение (по Т.А. Айзагуллину, В.Л. Лебедеву): 1 — температура,  $^{\circ}\text{K}$ ; 2 —  $\text{CO}_2$ ; 3 — pH; 4 — взвесь; 5 — POC; 6 — модуль скорости; 7 — нитраты; 8 — органический азот; 9 — дисперсия модуля скорости; 10 — бактерии; 11 — нанопланктон.

дель, передающая принципиальные черты вертикального распределения самых разнообразных характеристик. Каждая кривая передает относительное значение характеристики, при этом за единицу масштаба взято значение в удаленной от грани внутренней области океана. Например, за единицу масштаба температурной кривой принята абсолютная температура за пределами бароклинного слоя и т.д. Таким образом сравнение кривых показывает, во сколько раз изменяется данная характеристика с приближением к граничной поверхности. С усложнением формы движения материи влияние граничной поверхности возрастает. Если для самой простой физической формы движения (температуры) влияние граничной поверхности выразилось в увеличении характеристики лишь в 1,04 раза, то для биологической формы движения увеличение произошло в сотни и тысячи раз.

Представленная на рисунке одномерная модель вертикальной структуры океана передает лишь одну, но самую важную закономерность структуры — ее циркумграничность: все существенные отклонения средних свойств океанской среды привязаны к внешним и внутренним границам океана. Эти пограничные слои отличаются не только значительными аномалиями распределения характеристик, но и активностью процессов трансформации вещества и энергии. Средний объем активных пограничных слоев очень невелик и составляет лишь несколько процентов от общего объема океана.

Аналогично вертикальной структуре во многом похожие безразмерные распределения можно получить на меридиональных и широтных разрезах океана. И там пограничные слои будут резко выделяться по повышенной скорости течения, энергии перемешивания, аномалии некоторых химических характеристик, количеству взвешенного материала, биомассе и продуктивности. На рис. 3 в безразмерных величинах показаны распределения модуля скорости течений и величины биомассы на широтных разрезах океана.

### § 8. Разделяющая и синтезирующая роль граничных поверхностей

Граничные поверхности отделяют водное тело океана от окружающего пространства и уже тем самым объединяют его. Вместе с тем проходящие через эти поверхности потоки вещества и энергии создают систему пограничных слоев с аномальными свойствами и активными процессами. Это приводит к дифференциации водной среды на активные периферийные зоны взаимодействия и сравнительно инертную и однородную внутреннюю область океана. Дифференциация подчинена единому плану: наиболее важные структурные черты ориентированы вдоль внешних границ океана — атмосферы, континентов и дна. Таким образом, структура океана в целом циркумгранична. Однако цир-

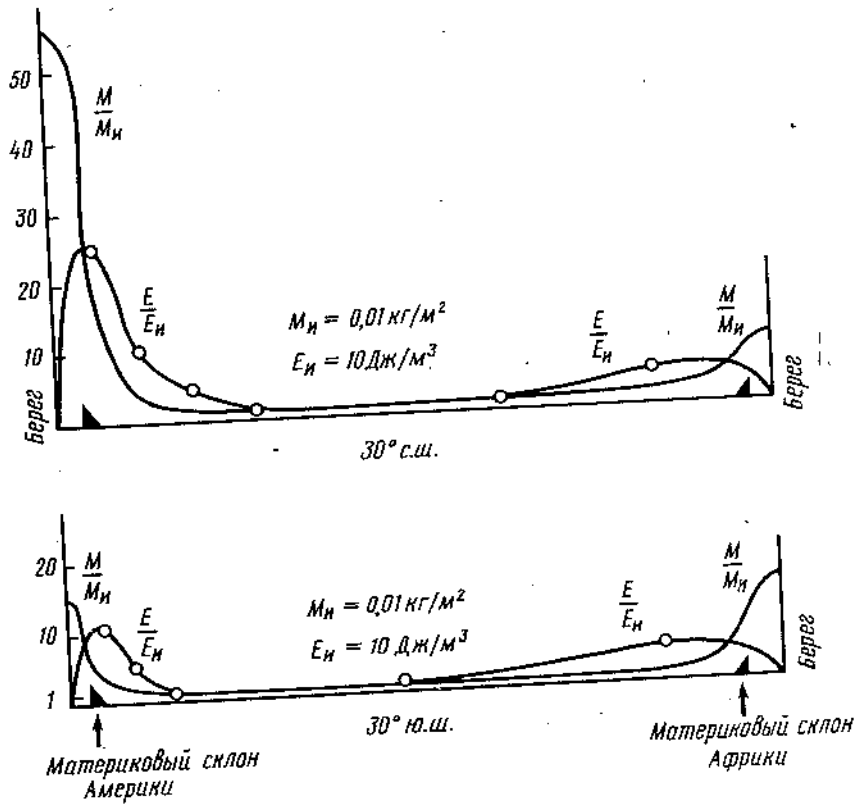


Рис. 3. Изменение относительной величины биомассы  $M/M_n$  и кинетической энергии осредненных поверхностных течений  $E/E_n$  на широтных разрезах Атлантического океана

кумграничность неоднородна — пограничные слои (они же хоринь: окружающих океан объектов взаимодействия) существенно различаются в пространстве, включают очаги повышенного взаимодействия, имеющие значение для всего океана и тем самым усиливающие единство океана (например, очаг образования придонных вод в море Уэдделла и другие).

Крупномасштабные внутренние границы океана, трансокеанские фронты, создают дифференциацию океана на отдельные природные климатические зоны и одновременно служат активными звеньями взаимодействия этих зон, объединяя их в более крупные пространственные системы. Таким образом, каждое проявление разделяющей роли границ переходит в свою противоположность — в синтезирующее начало.

Роль граничных поверхностей в синтезе компонентов океанской природы определяется уже тем, что каждая из них характеризует и соединяет по крайней мере два взаимодействующих географических объекта и служит местом пересечения и взаимного влияния множества частных процессов взаимодействия. Рассмотрение любой граничной поверхности есть рассмотрение системы взаимодействий соприкасающихся с ней тел и полей. Поэтому изучение граничных поверхностей, с одной стороны, открывает путь к пространственному синтезу элементов природной динамической системы, с другой — к синтезу протекающих в ней физических, химических и биологических процессов. В пространственном и функциональном плане граничные поверхности могут рассматриваться как каркас глобальной и локальной структуры океанического пространства. На рис. 4 показана одна из моделей пространственной структуры океана, построенная на основе трансформации океанских полей вблизи граничных поверхностей.

Добавление. Как известно из диалектики, процесс познания проходит от простого и целостного восприятия объектов к их

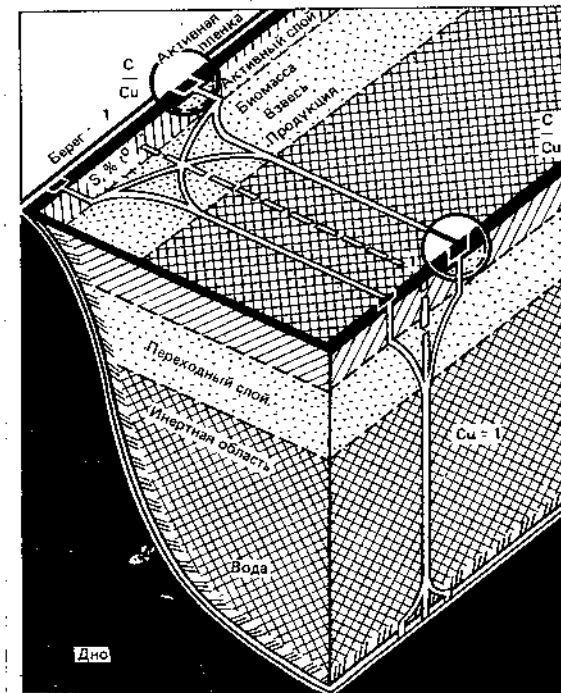


Рис. 4. Представление о трансформации океанских полей вблизи грани океан — атмосфера, дно, берег

анализу и затем к синтезу. Для современной океанологии характерно появление тенденций к объединению аналитических знаний и конструкции целостных моделей или целостных образов океанской среды, что необходимо для прогресса в решении практических задач по контролю за ее состоянием и рациональному использованию морских ресурсов. Эти тенденции имеют организационное отражение: с 1979 г. Гидрометслужба СССР получила новые функции контроля окружающей среды (и название Государственный комитет по гидрометеорологии и контролю среды), а ее морские подразделения и экспедиции, ориентировавшиеся раньше исключительно на физику океана и атмосферы, стали уделять все большее внимание антропогенной эволюции океана (главным образом химической), которая широко затронула граничную поверхность океан - атмосфера, а также биологическому фактору регуляции параметров среды. Определение некоторых простейших биологических показателей стало обязательной частью программ в экспедициях, изучающих загрязнения.

## Глава II

### ДИСПЕРСНЫЕ ГРАНИЧНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Дисперсные граничные поверхности, образуемые рассеянным в воде планктоном и неживым веществом, изменчивы благодаря их быстрой обновляемости, значительным сезонным колебаниям концентраций и состава, существенной неравномерности в пространстве; они эфимерны в масштабе индивидуальных частиц, но в статистическом плане составляют устойчивые и закономерные характеристики водных масс и районов, определяющие многие другие свойства морских вод. Ввиду микроскопических размеров большей части взвешенных в океане частиц на них можно смотреть как на граничную поверхность, отчужденную от массивных тел и как бы ланную нам в чистом виде. Тем не менее граничные структуры частиц сложны и дифференцированы.

Дисперсные поверхности присутствуют и концентрируются на всех остальных: на свободной границе океана, на кромке льда, в зоне фронта и у берега, в слое скачка плотности и у дна. По этой причине главные характеристики дисперсных поверхностей целесообразно рассмотреть отдельно. Поскольку свойства остальных границ мы будем изучать с учетом роли присутствующей в них дисперсной границы и возвращаться к связанным с ней процессам, следует уделить внимание свойствам дисперсных поверхностей в чистом виде и затронуть вопрос об их общей тенденции соединяться с другими границами в океане. Напомним, что система, в которой одно вещество рассеяно и распределено в виде более или менее мелких частиц в другом веществе, называется дисперсной системой, рассеянное вещество называется дисперсной фазой системы, а вмещающее его вещество - дисперсионной средой.

#### § 9. Дисперсная поверхность вода - взвешенное неживое вещество

Езвеси составляют самую большую по площади граничную поверхность в океане. В преобладающей части это продукты жизнедеятельности планктона - его метаболиты и остатки особей. По площади суммарная поверхность детрита, видимо, в десять раз больше поверхности вода - живое вещество и в тысячу раз больше поверхности океан - атмосфера (Айзатуллин и др., 1979). Эти сравнения не учитывают частиц

коллоидных размеров (меньше  $10^{-7}$  м). Систематические оценки источников осадкообразующей взвеси в океане приведены в работе А.П. Лисицына, 1974, (табл. 2).

Таблица 2

Интенсивность питания океанов осадочным материалом

Источник питания	Индийский	Атлантический и Северный Ледовитый	Тихий
Терригенная аккумуляция за счет речного стока, т/км <sup>2</sup> год	114	33	42
Первичная продукция в сыром весе, т/км <sup>2</sup> год	1620	1388	928

При учете площади океанов (21, 23, 50%) из таблицы следует, что среднее весовое соотношение между первичной продукцией и терригенной аккумуляцией за счет твердого стока рек равно 26, а объемное (принимая плотность морских организмов за единицу, а плотность терригенных частиц за 2,7) — примерно 70.

Второе место после рек в терригенной аккумуляции принадлежит эоловому переносу, который в среднем для океана составляет 4,4 т/км<sup>2</sup> год. При этом 90% эолового материала вымывается в океан осадками и только 10% приходится на сухое выпадение. Эоловый материал может сохраняться в тропосфере 1-2 месяца и переноситься на расстояние до 6 тыс. км. Время пребывания частиц, попавших в стратосферу, возрастает до 7 лет, а циркуляция многократно охватывает земной шар. Эоловый перенос в основном зонален и привязан к местам выноса тонкой взвеси. Так, расположенную к западу от Сахары часть Атлантического океана из-за пылевой дымки называют "морем мрака". Поставка осадочного материала льдом (главным образом айсбергами Антарктиды) составляет около 3 т/км<sup>2</sup> поверхности Мирового океана. Величина поступления материала за счет разрушения неледяных берегов дает только одну треть от величины ледникового поступления. Остальные источники осадочного материала значительно меньше.

В абсолютных цифрах статьи поступления осадочного терригенного материала выглядят следующим образом: взвеси речного стока  $18,53 \cdot 10^9$  т/год; эоловый материал 1,6; ледниковый материал 1,5; абразия берегов и дна  $0,5 \cdot 10^9$  т/год.

Несколько отличные по отдельным статьям баланса оценки поступления осадочного материала (более высокие по эоловому переносу, абразии и вулканизму, чем у А.П. Лисицына) при-

мают Л.Г. Бондарев и О.К. Леонтьев. О.К. Леонтьев (1982) приводит следующие данные: 1) твердый сток рек —  $18,3 \cdot 10^9$  т/год; 2) эоловый перенос — 2,0; 3) вулканы — 1,7; 4) ледниковый материал — 1,2; 5) абразия —  $0,9 \cdot 10^9$  т/год.

Общая мгновенная масса взвешенного в океане материала, по подсчетам А.П. Лисицына, составляет  $137 \cdot 10^{10}$  г, или 3796 т/км<sup>2</sup> (т.е. средняя концентрация взвеси 1 г/м<sup>3</sup>), и для ее обновления требуется 80-100 лет. Отметим, что мгновенная масса взвешенного живого вещества  $2,2 \cdot 10^{10}$  г. Названная выше полная масса взвеси могла бы быть создана жизнедеятельностью планктона за 5 лет, если бы выделения и остатки организмов не распадались в толще воды в процессе оседания. Более 75% вещества, составляющего планктон, распадается в верхнем 100-метровом слое океана.

Среднегеометрические размеры всех категорий взвешенных частиц, по разным авторам, лежат в пределах  $2-17 \cdot 10^{-6}$  м (Ерлов, 1980). Кумулятивное распределение частиц по размерам описывается функцией обеспеченности

$$N = \text{const } D^{-j}, \quad (9.1)$$

где  $N$  — число частиц размером больше  $D$ ;  $D$  — переменный диаметр частиц в  $10^{-6}$  м,  $j$  — константа, имеющая по данным различных исследователей (В.И. Маньковский, В.И. Буренков, О.В. Копелевич и пр.), среднее значение около 4.

В последние годы большое внимание уделяется эмульсиям и взвесям антропогенного происхождения. Один из источников таких образований — загрязнение вод Мирового океана нефтью и нефтепродуктами. В океан ежегодно поступает 0,23% мировой добычи нефти, т.е. около  $10^{10}$  кг (Симсов, 1979). Распределение этого поступления по источникам следующее:

Каналы поступления	Количество в %
Речной сток	28
Промывка судов в море	23
Потери в портах	17
Промышленные и сточные сбросы с берега	11
Атмосферные осадки	10
Ливневой сток из городов	5
Катастрофы судов	5
Еурение на шельфе	1

Накопленное в океане количество растворенных нефтяных углеводородов, видимо, превышает величину  $5 \cdot 10^{11}$  кг. Попавшая в море нефть подвергается испарению, эмульсированию, растворению, окислению, образованию агрегатов, сепиментации и биодеградации. Остающиеся после испарения компоненты нефти



(асфальты, смолы, воск) составляют в океанах, видимо, около  $10^3$  кг. Эти соединения под действием волнения, перемешивания и некоторых продуктов микробного метаболизма образуют устойчивые эмульсии вода - нефть, известные под названием "шоколадного мусса". Дальнейшая стадия преобразования остатков нефти состоит в слипании мусса и формировании нефтяных агрегатов, в которые переходит 5-10% попавшей в океан нефти. Нефтяные комочки составляют основную форму находящихся в океане НУ (нефтяные углеводороды), не считая растворенной части.

Специальные наблюдения по международной программе показали, что в Северной Атлантике нефтяные комочки встречаются в 89% случаев отбора проб. Комочки имеют размеры  $1-45 \cdot 10^{-3}$  м, их цвет меняется от желто-коричневого до черного, весовая концентрация в подавляющем большинстве случаев превышает  $10^{-5}$  кг/м<sup>2</sup>, в Тихом океане к югу от Японии и между Гавайскими островами и побережьем Калифорнии концентрации достигают  $10^{-3}$  кг/м<sup>2</sup>.

Дрейфующие комочки адсорбируют на своей поверхности попавшие в воду ядохимикаты (хлорорганические пестициды - ДДТ, ДДЕ и другие). Одновременно с этим комочки интенсивно заселяются многими видами морских организмов: синезелеными и цианомовыми водорослями, усоногими рачками, морскими уточками, поселения которых насчитывают на отдельных комочках десятки экземпляров. Около 10% встречаемых комочков составляет безвредную фракцию.

Как отмечают И.А. Немировская и М.П. Нестерова, нефтяное загрязнение в 1980-1981 гг. несколько снизилось по сравнению с 1976-1977 гг. Возможно, это связано с вступлением в силу конвенции 1973 г., повсеместным применением современной технологии очистки грузовых танкеров, а также повышением цен на нефть. Загрязнения, вызванные авариями танкеров в 1974-1980 гг., в среднем составили  $0,39 \cdot 10^9$  кг/год, а в 1980 г. -  $0,19 \cdot 10^9$  кг/год. Нефтяное загрязнение имеет не только антропогенные, но и естественные источники, и нефтяные комочки в море известны со времен Колумба. Однако естественные источники (подводные выходы нефти) составляют в настоящее время около 1/10 от антропогенных.

Совершенно новый вид загрязнений океана, масштабы которого заставили ученых заняться его картированием, составляют различного рода пластмассы, синтетические пленки и другие полимерные материалы (Бенжицкий, 1980).

§ 10. Дисперсная поверхность вода - живое вещество

Дисперсная граница вода - живое вещество оказывает огромное влияние на химическое равновесие и эволюцию океана, а

также на некоторые локальные физические процессы. Живое вещество - наиболее активный объект взаимодействия в океанских водах. Его дисперсная и подвижная границная поверхность присутствует практически в любом объеме океанской воды и создает фильтрационный аппарат, через который, по мнению В.Г. Богорова, за год проходит объем воды, равный объему Мирового океана, и "никакой воды, которая бы не соприкасалась с живыми существами, в океане нет". По предположительной оценке Т.А. Айзатулина, суммарная поверхность всех живых организмов океана по площади примерно в 100 раз превышает площадь поверхности океан - атмосфера.

Поверхность вода - живое вещество большей частью неразличима невооруженным глазом. Характерный размер морских бактерий, составляющих главную долю этой поверхности, -  $10^{-6}$  м (хотя в районах гидротерм открыты гигантские бактерии), размер фитопланктонных водорослей -  $10^{-6} \div 10^{-4}$  м, организмов зоопланктона -  $10^{-5} \div 10^{-2}$  м.

Основную часть биомассы океана составляет планктон (зоопланктон, фитопланктон, бактериопланктон). По данным И.А. Суевой, общая биомасса планктона равна  $22,2 \cdot 10^{12}$  кг сырого веса, т.е. 74% всей биомассы океана. При этом 71% всей биомассы океана приходится на зоопланктон и около 8% - на фитопланктон. Данные о биомассе бактериопланктона не очень надежны. И.А. Зенкевич (1951) число бактерий в глубинных водах оценивает единицами на кубический сантиметр. А.Г. Воронов (1963) - величиной от 100 до 400 на 1 см<sup>3</sup>. По данным И.А. Суевой, величина биомассы бактерий в океане составляет меньше 0,5% от общей сырой биомассы океана, или  $1,4 \cdot 10^{11}$  кг (несколько больше 100 экземпляров в 1 см<sup>3</sup>).

Имеются сведения о том, что доля бактериопланктона в общей массе океанского планктона значительно выше, чем ранее считалось. Так, по данным М.Н. Лебедевой (1976), доля бактерий в общей массе планктона, выраженной в сыром весе, составляет: в бедных жизнью (олиготрофных) открытых водах тропической Атлантики 49-69%, в районах апвеллинга - 23-41, в других местах - от 16 до 91% (табл. 3).

По оценкам Ю.И. Сорокина и Р.З. Ковалевской, суммарная бактериальная продукция в кислородной зоне Черного моря составляет 40-100% от первичной продукции фитопланктона. По биомассе в кислородной зоне в осеннее время бактерии относятся к планктону как 7:10. Как отмечают многие авторы, численность и продукция бактериального планктона в морях средиземноморского типа за последние десятилетия постоянно возрастают: биомасса бактерий в верхних слоях открытой глубоководной части Черного моря по данным 1980 г. составляет величину, в 2-2,5 раза большую, чем по данным 1957 г., и в 1,5-2 раза большую, чем по данным 1964-1972 гг. (табл. 4).

Таблица 3

Процентное соотношение сырой массы разных групп планктона в тропической Атлантике

Слой, м	Зоопланктон	Фитопланктон	Бактериопланктон
	Открытый океан		
0-100	24,4-39,5	10,8-13,8	49,7-61,8
100-200	26,8-35,3	7,8-13,5	54,1-59,9
200-500	17,0-25,2	10,5-13,8	64,3-69,2
	Прибрежный апвеллинг		
0-100	5,2	71,3	23,5
100-200	9,4	49,3	41,3

Потенциальные темпы размножения бактерий очень велики, но в нормальных условиях они не могут быть реализованы, так как контролируются ингибирующими выделениями водорослей. Этим объясняют то парадоксальное обстоятельство, что по фактической скорости размножения бактерии отстают от фитопланктона. По данным М.Н. Лебедевой (1976), время удвоения бактериальной массы колеблется от 3 до 166 ч. Обычно бактериальная клетка делится не чаще одного раза в сутки. Большая средняя скорость деления отмечена в бедных фитопланктоном открытых районах тропической Атлантики (9-27 ч). Удельная суточная скорость продуцирования бактериальной массы колеблется в различных районах в широких пределах: от 0,12 до 3,25.

Средняя удельная продукция фитопланктона (иначе отношения продукции к биомассе - П/Б) в связи с большой сезонной изменчивостью оценивается обычно за год и составляет для Мирового океана, по оценкам В.Г. Богорова и И.А. Суеговой, не менее 266.

Отметим, что в идеальных условиях, при отсутствии выпадения и гибели при неблагоприятных обстоятельствах, продукция достигает 1024 особей уже после десяти делений одной клетки. По прямым наблюдениям *in situ* в стеклянных сосудах, защищающих организмы от хищников и рассеивания в водах, число удвоений биомассы фитопланктона составляет в бедных питательными веществами водах в среднем 0,25±0,7 за сутки, а в богатых - 0,67±1,0 (Парсонс и др., 1982). Очевидно, что число удвоений биомассы меньше, чем среднее число делений клеток. Последнее для планктонных водорослей экосистем

Таблица 4

Концентрация бактерий в морях среизоморского типа, тыс. экз./мл. (по М.Н. Лебедевой, 1976) и ее среднегодовое увеличение

	Черное		Эгейское		Адриатическое		Ионическое		Тирренское	
	1951	1971	1958	1970	1960	1971	1968	1971	1968	1971
Бактериопланктон	117	605	12	364	25	488	190	315	331	310
Концентрация										
Увеличение в год	24		29		42		42			

Черного моря, по вычислениям И.Н. Сукановой и Т.В. Беляевой, составляет 1,2-1,3 (при колебаниях для отдельных видов от 0,46 до 3,50). Б.Л. Гутельмахером отмечена связь суточной продукции водорослей с объемами клетки

$$P/B = 11,23/V^{0,266} \quad (10.1)$$

где П - продукция, Б - биомасса, V - объем клетки, мкм<sup>3</sup>.

По данным Г.М. Кондратьевой, на 85 станциях в Атлантическом океане в 1972 г. наиболее интенсивный рост наблюдался у мелких видов пиропитовых водорослей, размер которых не превышал 14·10<sup>-6</sup> м. Эта размерная группа создавала 81-94% общей продукции, выраженной в числе клеток. Таким образом, здесь, как и во многих других случаях, наблюдается связь интенсивности биологического процесса с удельной площадью поверхности вода - живое вещество.

Средняя для океана удельная годовая продукция зоопланктона (П/Б) оценивается величиной 0,7. Жизненный цикл организмов зоопланктона занимает месяцы или несколько лет, размножение обычно половое и часто приурочено к определенному сезону, но численность одного потомства - десятки и сотни экземпляров.

Значительный объем генерируемой зоопланктоном взвеси создается за счет метаболизма, прижизненных выделений организмов. Считается, что органические фекалии образуют важнейший седиментационный механизм в водах океана, а также механизм поступления питательных веществ на границу вода - дно, на которой

численность популяций бактерий возрастает на несколько порядков.

По оценкам Т.А. Айзатуллина, около 70% обработанного морскими организмами продукта выбрасывается снова в воду. Скорость же потребления пищи (как и другие процессы жизнедеятельности) зависит от размеров организмов. Дневной рацион крупных планктонных ракообразных составляет в среднем 10-20% от веса тела, а мелких 40-60%. Оправдывается и простая формула, косвенно связывающая среднюю величину животных организмов (через интенсивность дыхания, см. ниже) с продукцией популяции  $P$  (Парсонс и др. 1982):

$$P = aR, \quad (10.2)$$

где  $a$  — коэффициент,  $R$  — интенсивность дыхания.

Для всех граничных поверхностей океана характерно концентрирование живых организмов. Причины этого для разных групп организмов могут быть весьма различны. Например, для бактерий уменьшение ингибирующих метаболитов водорослей при независимом от живых водорослей источнике питания имеет место у границы сероводородной зоны и, видимо, отчасти у границы океан — атмосфера. В этих двух случаях именно бактерии, а не водоросли служат основанием трофической пирамиды экосистемы. Питательные вещества, а за ними и живые сообщества концентрируются на граничных поверхностях океана (вода — атмосфера, минеральные взвеси, слои скачка, дно), что связано с процессами оседания, всплывания и адсорбции неживой органики и другими причинами.

**Добавление.** Порогом видимости человеческого глаза считается размер  $5 \cdot 10^{-5}$  м. Наибольшую биомассу фитопланктона составляют подвижные одноклеточные водоросли кокколитофорицы, имеющие известковую оболочку и волосовидные жгутики. Размеры этих планктонтов  $2 \cdot 10^{-6} \div 2 \cdot 10^{-5}$  м. В некоторых случаях массовые скопления кокколитофорид окрашивают воду в молочный цвет. Второе место занимают диатомовые (относящиеся к отделу золотистых водорослей — хризифит). Наиболее массовые среди них имеют размеры около  $2,5 \cdot 10^{-5}$  м. Это также подвижные одноклеточные водоросли, заключенные в стекловидный кремниевый (опаловый) панцирь. Окрашивают воду в зеленые тона. Третье место по объему биомассы фитопланктона принадлежит одноклеточным панцирным организмам перидиниям (динофлагелляты), имеющим две жгутиковые нити, служащие для движения. У перидиний целлюлозное покрытие клетки. Их размеры  $10^{-6} - 10^{-3}$  м. Один из массовых видов (феоцистис) окрашивает воду в красный цвет.

Среди планктонных животных наибольшее значение имеют веслоногие рачки — копеподы (калянус), составляющие по 70% объема зоопланктона во многих районах океана. Их размер

$3 \div 100 \cdot 10^{-4}$  м. Зоопланктонты, имеющие большое значение в образовании морских осадков, — фораминиферы и радиолярии (лучевики). Размер известковых раковин у первых около  $10^{-3}$  м и кремниевых раковин у вторых —  $5 \div 40 \cdot 10^{-5}$  м. О характерных размерах планктонных организмов наглядно говорит то обстоятельство, что их число может достигать нескольких тысяч в  $1 \text{ см}^3$  морской воды. По Т.Харту, для заметного нарушения естественной окраски воды в  $1 \text{ см}^3$  должно содержаться около 6000 клеток мелкой панцирной динофлагелляты.

### § 11. Энергетический обмен со средой. Турбулентность

Формы энергетического обмена взвесей со средой весьма многообразны уже потому, что все химические реакции, а также процессы адсорбции и растворения сопровождаются выделением или поглощением тепла. Однако этими статьями энергетического обмена морские геофизики пренебрегают. Зато больше внимания в последние годы уделяется влиянию минеральной взвеси, поступающей от границы вода — дно, на турбулентность сдвигового потока. Эта проблема изучалась применительно к динамике речных потоков. Одна из основополагающих работ по энергетическому взаимодействию воды и взвеси была написана А.Н. Колмогоровым в 1954 г.

Полную гравитационную энергию взвесенесущего потока  $\theta$  А.Н. Колмогоров разделяет на две части  $\theta_x$  и  $\theta_z$ ; где  $\theta_x$  — энергия, связанная с уклоном дна  $i$ , горизонтальной координатой  $x$  и плотностью дисперсной системы  $\rho_d$ ;  $\theta_z$  — энергия, связанная с плотностью дисперсной системы и вертикальной координатой.

$$\theta = \theta_x + \theta_z = g\rho_d(z - ix); \quad \rho_d = \rho(1-s) + \rho_s s, \quad (11.1)$$

где  $\rho$  — плотность воды,  $\rho_s$  — плотность взвеси,  $s$  — объемная концентрация взвеси.

Энергия  $\theta_x$  переходит в кинетическую энергию среднего потока, от нее — в энергию крупномасштабных пульсаций и через микропульсации — в тепло. Уровень энергии  $\theta_z$  поддерживается крупномасштабными пульсациями, изменяющими вертикальную стратификацию плотности в сторону однородности. При переходе крупномасштабных пульсаций в микропульсации и через них в тепловое движение этот уровень понижается. Одна из причин микропульсаций — отклонения скорости в пограничных слоях, обволакивающих частицы, от скорости окружающей жидкости. В целом работа взвешивания составляет один из стоков турбулентной энергии. Влияние этого стока на турбулентность и скорость течения исследовалось Г.И. Баренблаттом (1982). Предположим, что движение стационарно и концентрация взвеси

зависит только от вертикальной координаты. Взвесь состоит из мелких и тяжелых частиц, а ее объемная и массовая концентрации настолько малы, что их влияние на плотность можно не учитывать во всех слагаемых, куда не входит сила тяжести. "Тем не менее динамическое действие частиц на поток может оказаться существенным" (Баренблатт, 1982). Допускается, что горизонтальные компоненты мгновенной (турбулентной) скорости жидкости и частиц взвеси совпадают, а вертикальные отличаются на постоянную величину  $\alpha$ , равную скорости падения частиц в неподвижной воде.

Исходя из стационарного распределения взвеси по вертикали и постоянной концентрации по горизонтали, можно записать, что гравитационный поток  $= \alpha S$ , вызванный оседанием частиц и направленный вниз на любом горизонте, равен по величине и противоположен по знаку турбулентному потоку взвеси  $\langle s'w' \rangle$ , направленному в сторону меньшей концентрации взвеси, т.е. вверх

$$\langle s'w' \rangle - \alpha s = 0, \quad (11.2)$$

где  $s'$ ,  $w'$  - пульсации объемной концентрации частиц взвеси и вертикальной скорости, угловые скобки - знак осреднения.

Баланс турбулентной энергии, при пренебрежении вкладом диффузии турбулентной энергии, в чистом от взвесей потоке равен

$$\langle u'_0 w'_0 \rangle du_0/dz + \varepsilon_0 = 0 \quad (11.3)$$

и в потоке со взвесью

$$\langle u'w' \rangle du/dz + g^* \langle s'w' \rangle + \varepsilon = 0, \quad (11.4)$$

где  $u'$  - пульсация горизонтальной скорости,  $g^* = g(\rho_s - \rho)/\rho$  - редуцированное значение силы тяжести.

Первый член уравнений выражает генерацию турбулентной энергии за счет рейнольдсовских напряжений, второй член второго уравнения - ее затраты на турбулентное взвешивание частиц (их результирующий перенос против силы тяжести в сторону меньшей концентрации),  $\varepsilon$  - скорость вязкой диссипации в тепло той части турбулентной энергии, которая не расходуется на работу по взвешиванию частиц. Индекс "нуль" относится к чистой от взвесей воде. Все члены отнесены к единице массы жидкости.

Используем число Колмогорова - параметр динамической активности взвеси, введенный Г.И. Баренблаттом (1953):

$$K_0 = -g^* \langle s'w' \rangle / (\langle u'w' \rangle du/dz). \quad (11.5)$$

Этот параметр выражает относительную (по сравнению с генерацией турбулентности) роль взвеси в балансе турбулентной энергии. Знак "минус" в формуле связан с направлением оси Z вверх. Величина параметра положительна и лежит в пределах  $0 < K_0 < 1$ .

С помощью числа Колмогорова уравнение баланса турбулентной энергии можно переписать так:

$$\langle u'w' \rangle \frac{du}{dz} (1 - K_0) + \varepsilon = 0, \quad (11.6)$$

где  $(1 - K_0)$  - поправка к скорости генерации турбулентной энергии, редуцирующая эту скорость по той части, которая отводится в тепло, минуя работу по взвешиванию частиц.

Используем соотношения Колмогорова, вытекающие из его гипотезы, согласно которой коэффициент турбулентной вязкости  $K$  и скорость вязкой диссипации  $\varepsilon$  определяются только масштабом  $l$  и энергией  $b$  турбулентных вихрей

$$K = l\sqrt{b}; \quad \varepsilon = \delta^4 b^{3/2}/l, \quad (11.7)$$

где  $\delta$  - константа, по опытным данным приблизительно равная 0,5, а также формулы, определяющие скорость трения  $u_*$

$$u_*^2 = -\langle u'w' \rangle; \quad u_*^2 = l\sqrt{b} du/dz. \quad (11.8)$$

Подставим (11.7) сперва в (11.3), затем в (11.6) и умножим на  $\sqrt{b}$ . Используя (11.8), получим для свободного от взвесей потока

$$u_*^4 - \delta^4 b^2 = 0; \quad b_0 = u_*^2/\delta^2 \quad (11.9)$$

и для взвесенесущего потока

$$b^2 = (u_*/\delta)^2 (1 - K_0)^{1/2} = b_0 (1 - K_0)^{1/2}, \quad (11.10)$$

что показывает уменьшение турбулентной энергии в потоке со взвесью. Масштаб турбулентных вихрей в чистом от взвесей потоке и при достаточно развитой турбулентности, когда достигается независимость от чисел Рейнольдса (автомодельность), равен

$$l_0 = \alpha \rho z, \quad (11.11)$$

где  $\alpha$  — постоянная Кармана 0,4.

Для тех же автомодельных условий в потоке со взвесью Г.И. Баренблатт использует соотношение

$$l = \alpha \rho z \Phi_l(K_0), \quad (11.12)$$

где  $\Phi_l(K_0)$  — функция числа Колмогорова, введенная Баренблаттом в 1953 г. Ее значения по физическим соображениям должны лежать в пределах  $0 < \Phi_l(K_0) < 1$ . Эти соображения просты: частицы взвеси могут разбивать, но не увеличивать вихри.

Примечание. До недавнего времени соотношения полуэмпирической теории турбулентности (называемые гипотезой Буссинеска)

$$\langle u'w' \rangle = -K du/dz, \quad \text{где } K > 0, \quad (11.13)$$

$$\langle w's' \rangle = -K_s ds/dz, \quad \text{где } K_s > 0, \quad (11.14)$$

рассматривались как некоторое приближение к действительности. Однако в результате открытия явления знакопеременной ("отрицательной") вязкости, широко распространенного в атмосфере и океане, на запись (11.13) стало возможно смотреть лишь как на переобозначение, в котором коэффициент вязкости имеет аналитическое выражение, обращающее (11.13) в тождество

$$K = - \frac{\langle u'v' \rangle}{du/dz} \quad (11.15)$$

12. Влияние минеральной взвеси на скорость горизонтального потока

Взвешенные частицы за счет повышения плотности дисперсной системы вызывают стремительные и разрушительные мутьевые потоки на склонах океанского дна. Но в данном случае мы будем рассматривать поток, расположенный на горизонтальном дне, и в предположении, что влиянием взвеси на плотность дисперсной системы можно пренебречь (Баренблатт, 1982).

При гипотезе об автомодельности динамической картины потока из анализа размерности вытекают следующие формулы для коэффициентов турбулентного обмена:

$$K = l \sqrt{b}; \quad K_s = cl \sqrt{b}, \quad (12.1)$$

где  $l$  — масштаб турбулентных вихрей,  $b$  — энергия турбулентности;  $c$  — множитель, учитывающий численные различия между коэффициентом обмена импульсом и взвесью.

Учитывая (12.1) и формулы, приведенные в § 11, Г.И. Баренблатт (1982) составляет следующую систему уравнений взвесеносущего турбулентного сдвигового потока:

- а)  $l \sqrt{b} du/dz = u_*^2;$
- б)  $cl \sqrt{b} ds/dz + as = 0;$
- в)  $b = (u_*^2 / \rho^2) (1 - K_0)^{1/2};$
- г)  $l = \alpha \rho z \Phi_l(K_0);$
- д)  $K_0 = g^* as / (u_*^2 du/dz).$

При режиме предельного насыщения поток вбирает в себя максимально возможное количество взвеси (при заданных динамических условиях и неограниченном запасе частиц на подстилающей поверхности). Этот режим должен определяться свойствами основной массы потока и описываться особым решением, которое определяется только параметрами дифференциальных уравнений (12.2). При решении используется инвариантное групповое преобразование этой системы. Очевидно, что система (12.2) инвариантна для следующей группы преобразований:

$$s = \alpha S; \quad z = Z/\alpha; \quad u = U + \beta, \quad (12.3)$$

где  $\alpha > 0$ ,  $\beta$  — константы преобразования.

Заменим в системе (12.2) переменные  $s, z, u$  на  $S, Z, U$ . Положим, что до замены переменных концентрации взвеси и градиент скорости выражались следующими (неизвестными нам) функциями от высоты:

$$s = g(z), \quad du/dz = f(z). \quad (12.4)$$

Очевидно, что соотношения сохраняют силу и для новых переменных

$$S = g(Z); \quad dU/dZ = f(Z). \quad (12.5)$$

Заменяем в (12.5)  $U, Z$  на  $u, z$  по формулам (12.3)

$$\frac{d(u-\beta)}{d(\alpha z)} = f(\alpha z),$$

$$du/dz = \alpha f(\alpha z); \quad s/\alpha = g(\alpha z). \quad (12.6)$$

Учитывая (12.4) запишем следующие функциональные уравнения:

$$g(z) = \alpha g(\alpha z); \quad f(z) = \alpha f(\alpha z). \quad (12.7)$$

Легко проверить, что уравнениям (12.7) удовлетворяют функции

$$g = C_1/z; \quad f = C_2/z, \quad (12.8)$$

где  $C_1, C_2$  — постоянные.

Из (12.8) и (12.4) следует, что  $s = C_1/z, \quad du/dz = C_2/z$ .

Подстановка в систему (12.2) выражений

$$s = C_1/z; \quad du/dz = C_2/z; \quad K_0 = g^* C_1 / C_2^2 = \text{const} \quad (12.9)$$

позволяет получить

$$\alpha / (c \alpha u_*) = (1 - K_0)^{1/4} \Phi_1(K_0), \quad (12.10)$$

$$du/dz = u_* \eta / (\alpha z), \quad (12.11)$$

где  $\eta = c \alpha u_* / \alpha$ .

Поскольку (§ 11) значения  $K_0$  и  $\Phi_1(K_0)$  меньше единицы (но больше нуля),

$$\eta = c \alpha u_* / \alpha > 1. \quad (12.12)$$

Неравенство (12.12) означает, что для режима предельного насыщения потока взвесью величина средней квадратической пульсации скорости (выраженная через скорость трения  $u_*$ ) должна определенным образом превосходить скорость свободного оседания частиц взвеси — в противном случае взвешивание частиц не будет компенсировать их выпадение на дно. Вне рассматриваемого режима  $\eta$  может быть  $< 1$ .

Интегрирование формулы для градиента скорости (12.11) дает

$$u = \eta \frac{u_*}{\alpha} \ln z + C. \quad (12.13)$$

Полагая, что логарифмический профиль скорости (12.13) начинается на горизонте  $z = z_0$ , где  $u = u_0$ , получим

$$C = u_0 - \eta \frac{u_*}{\alpha} \ln z_0; \quad u - u_0 = \eta \frac{u_*}{\alpha} \ln(z/z_0). \quad (12.14)$$

Формула (12.14) отличается от логарифмической формулы скорости в чистом потоке множителем  $\eta > 1$ . Следовательно, при одинаковой скорости трения  $u_*$  горизонтальный поток, насыщенный взвесью, имеет за счет подавления турбулентности скорость, в  $\eta$  раз большую, чем чистый поток.

Это объясняется тем, что взвешенные частицы уменьшают интенсивность турбулентных пульсаций и тем самым турбулентное сопротивление потока. Этим эффектом объясняются пылевые бури в атмосферах Земли и Марса, которые, по словам Г.И. Баренблатта, "... в отсутствие пыли были бы безобидными ветрами" (1982, с. 205).

### § 13. Динамика легкой и нейтральной взвеси

Зададимся вопросом: может ли участвовать в балансе турбулентной энергии легкая взвесь, например пузырьки газа, выделяемые при интенсивном фотосинтезе? Постановка задачи предусматривает источники выделения пузырьков из воды. При любом непрерывном распределении источников и при отсутствии стоков концентрация пузырьков будет возрастать с приближе-

нием к поверхности. Легкая всплывающая взвесь может вносить вклад в энергию микротурбулентности и тем самым ускорять диссипацию турбулентной энергии в тепло. Работа турбулентной энергии будет расходоваться на перемещение легкой взвеси вниз против градиента концентрации и силы Архимеда.

Скорость подъема воздушных пузырьков определяется теми же законами, что и для оседающих твердых частиц. Отметим, что разность плотностей воды и газового пузырька значительно меньше, чем воды и минеральной частицы: при нормальном атмосферном давлении эту разность можно считать равной 1, в то время как для минеральных частиц она составляет в среднем 1,6. Однако правильная форма пузырьков создает менее вязкое сопротивление среды при их движении.

Явление воздействия взвеси на турбулентность должно иметь место и при всплывании легкой взвеси. Необходимое условие для гашения крупномасштабной турбулентности – горизонтальная однородность потока пузырьков; в противном случае при локализованных источниках эффект всплывающих пузырьков может быть противоположен, т.е. вызывать крупномасштабные вихри с горизонтальной осью. Именно такой эффект используется для создания искусственных польней.

Прямые определения концентрации пузырьков естественного происхождения в морской воде неизвестны. Однако данные о пересыщении морской воды кислородом позволяют сделать приблизительные оценки. Максимальные величины пересыщения морских вод кислородом приводятся многими исследователями. М.Н. Зубов пишет, что в "летние месяцы в мелководных районах с богатой флорой вода часто бывает пересыщена кислородом до 180%, а в Азовском море – до 350%" (1938, с. 20). Л.А. Зенкевич (1951) отмечает, что максимальное пересыщение морской воды кислородом составляет 400% и что очень высокое пересыщение наблюдается летом при длительном солнечном освещении в полярных водах, например у берегов Новой Земли отмечалось пересыщение кислородом до 522%.

При солености 35‰ и температуре 10° растворимость кислорода на поверхности равна 6,41 л/м<sup>3</sup> (при температуре 20° – 5,35 л/м<sup>3</sup>). Обнаруженное титрованием по Винклеру пересыщение раствора до 180% соответствует 5,13 л/м<sup>3</sup> выделившегося из раствора газа. Даже с учетом того, что с глубиной растворимость газов возрастает (примерно вдвое на каждые 10 м), мы получаем в поверхностном слое такую концентрацию газообразной взвеси, которая соответствует самым высоким объемным концентрациям речной взвеси: последняя колеблется в пределах от 0,01 до 2 л/м<sup>3</sup> (если исключить аномально мутные реки, такие как Хуанхе).

Согласно В.Н. Иваненкову, пересыщение фотического слоя океанских вод кислородом наблюдается даже в бедных по продуктивности, дистрофных, акваториях океана (табл. 5). Напом-

ним, что 32 г кислорода имеют при атмосферном давлении объем 22,4 л.

Процесс выделения газов из пересыщенного раствора проходит стадию мельчайших агрегатов, в которые объединяются молекулы растворенного газа. Микроскопические зародышевые пузырьки газов, имеющие размеры коллоидных частиц, подвержены тепловому броуновскому движению, что способствует их соединению в воздушные пузырьки при столкновении друг с другом. Процессу слияния может препятствовать то обстоятельство, что на границе вода – воздух молекулы воды принимают упорядочен-

Таблица 5

Размеры пересыщения и продукция кислорода  
(по В.Н. Иваненкову, 1982)

Толщина слоя фотосинтеза, м	Насыщенность слоя кислородом на м <sup>2</sup> , %	Продукция фотосинтеза в O <sub>2</sub> , г/м <sup>2</sup> сут.	Трофность акватории
80±20	101±1	0,175–0,525 средняя 0,35	дистрофная
55±15	104±2	0,525–1,575 средняя 1,05	олиготрофная
37±10	109±3	1,575–2,625 средняя 2,24	мезотрофная
25±5	117±5	2,625–4,375 средняя 3,5	эвтрофная
8±2	> 122	4,375–35,0 средняя 7,6	гипертрофная

ную ориентацию и тем самым создают вокруг пузырька электростатическое микрополе. Ориентация молекул воды такова, что они обращены к воздуху атомами кислорода, составляющими отрицательные полюса молекулярного диполя воды.

Учитывая, что максимальный объем газового пузырька (по наблюдениям за их разрушением на поверхности воды) составляет примерно 0,5·10<sup>-12</sup> м<sup>3</sup>, радиус ~ 0,5·10<sup>-4</sup> м, легко найти, что в 1 м<sup>3</sup> воды с пересыщением кислородом в 180% при солености 35‰ и температуре 10° находится более 10<sup>10</sup> воздушных микропузырьков. Столь значительное выделение пузырьков из толщи воды должно повысить локальный уровень морской

поверхности; в нашем примере с учетом повышения растворимости с глубиной средняя объемная концентрация пузырьков в слое 0-8 м составит  $2,56 \text{ л/м}^3$ , общий объем газовой фазы - 20 л и повышение уровня моря - 0,02 м.

Таким образом, гипертрофная зона может создавать и поддерживать особый тип циркуляции с оттоком поверхностных вод из центра области к периферии и подсосом богатых биогенами глубинных вод в центре.

Взвесь с плавучестью, близкой к нейтральной, представлена в морской воде, в частности зоопланктоном. По размерам и концентрации скопления этой взвеси могут быть того же порядка, что и при взмучивании осадков. Живая взвесь, несмотря на плавучесть, близкую к нейтральной, находится в состоянии активного перемещения. Скорость перемещения относительно воды у самой массовой группы зоопланктона - рачков копепо (*Calanus*) - достигает 0,15 м/с, что соответствует удельной мощности  $23,4 \cdot 10^{-4} \text{ Вт}$  на 1 г сырого веса (Степанов, Светличный, 1981). Средняя скорость движения значительно меньше. Наблюдения, проведенные за одним из рачков в течение часа, дали среднюю скорость 0,02 м/с.

Очевидно, что активное (преимущественно вертикальное) движение живой взвеси может вполне заменять действие силы тяжести, или силы Архимеда, а также, как оседающая взвесь, отнимать энергию крупномасштабных турбулентных движений и диссипировать ее в микромасштабную турбулентность с последующим оттоком в тепло (упомянутая выше удельная мощность, передаваемая при движении рачка окружающей среде, в переводе на калории составляет  $5,5 \cdot 10^{-4} \text{ кал/с}$ ).

Другой вид взвеси с плавучестью, близкой к нейтральной, составляют ледяные иглы, находящиеся в период образования льда в большой концентрации как на поверхности воды, так и в слое в несколько десятков метров. Присутствие ледяной взвеси заметно увеличивает вязкость воды (что связано с агрегированным состоянием молекул воды вокруг кристаллов льда). В море, покрытом ледяным салом (скопление ледяных игл), затруднено образование ряби. Явление это хорошо заметно визуально, но прямых количественных оценок по нему нет (относительно косвенных оценок см. § 32).

#### § 14.) Взвесь в поле силы Кориолиса

Г.А. Сафьянов (1978) исследовал влияние силы Кориолиса на фракционирование и осаждение устьевых взвесей в прибрежной зоне. Сила Кориолиса обладает характером массовой силы и, воздействуя на частицы воды и взвесей пропорционально их плотности, производит закономерное и практически важное перераспределение наносов и взвешенных загрязнений внутри потока. Этот эффект подобен центрифугированию в лабораторных условиях

и связан с тем, что частицы разной плотности приобретают разные составляющие скорости, отличающиеся от составляющих скорости переноса воды.

Различное действие силы Кориолиса на частицы разной плотности связано с тем, что в суммарный баланс сил, определяющих горизонтальный перенос частиц, входят силы разной природы - массовые и поверхностные, и поэтому плотность нельзя исключить из уравнения движения. Например, для наиболее простого случая - баланса сил в геострофическом течении - имеем

$$\rho_i v_i 2\omega \sin \varphi = \partial p / \partial x, \quad (14.1)$$

где  $\rho_i$  - плотность движущейся частицы воды или взвеси,  $v_i$  - скорость движения по оси  $y$ ,  $2\omega \sin \varphi$  - параметр Кориолиса ( $\omega$  - угловая скорость вращения Земли,  $\varphi$  - географическая широта),  $\partial p / \partial x$  - градиент давления по оси  $x$ .

Горизонтальный градиент давления, очевидно, определяется разностью внешних давлений на частицу с двух противоположных сторон и не зависит от плотности самой частицы. Допустим, что он постоянен и уравновешивается силой Кориолиса, действующей на частицу воды с плотностью, равной единице, и скоростью, равной 0,26 м/с. Для того чтобы тот же градиент уравновесил силу Кориолиса, действующую на минеральную частицу с плотностью 2,6, ее скорость должна составлять только 0,10 м/с. Таким образом, когда тяжелые частицы увлекаются течением в направлении оси  $y$  со скоростью, равной скорости воды, они одновременно приобретают отличные от частицы воды составляющие скорости в направлении оси  $x$  и выносятся (не водой, а силой Кориолиса) на правую периферию в Северном полушарии.

В меньшей степени, чем тяжелую минеральную взвесь, морские воды содержат взвешенные частицы, уступающие по плотности воде: пузырьки и зачатки пузырьков газа, антидождевого отмирающего планктона и скопления живого планктона, совершающего миграции путем изменения своей плавучести, наконец, нефтяные комочки, обильно образующиеся в воде в результате антропогенных сбросов.

Из уравнения (14.1) очевидно, что для легкой взвеси равновесие сил, установившееся для частиц воды, будет нарушаться. Например, если пренебречь плотностью пузырьков газа и их вязким трением в воде, то, согласно (14.1), эти частицы должны с нарастающей скоростью перемещаться градиентом давления к левой периферии погока. В действительности частицы газа обладают плотностью, но, даже учитывая повышенное давление воды, эта плотность в сотни раз меньше плотности частиц воды. Эффект отклонения легкой взвеси от движения воды может иметь



определенные биологические и физико-химические последствия в локальном распределении характеристик водной массы.

Вопрос о воздействии силы Кориолиса на распределение взвеси осложняется тем, что не только движение взвеси, но и движение самой воды может иметь в морском течении поперечную составляющую. Эта составляющая возникает в результате нарушения геострофического баланса сил, поэтому она характерна для дрейфовых и некоторых других течений. Вопрос о распределении взвеси за счет поперечной составляющей движения воды рассматривался А.И. Симоновым применительно к нефтяным комочкам. Приведенные им конкретные примеры распределения комочков на разрезе в Атлантическом океане показывают концентрацию нефтяных агрегатов на периферии циклонов и в центрах антициклонов, что соответствует поперечной составляющей поверхностного переноса воды в круговоротах, поддерживаемых ветровым полем. При этом плотность комочков могла быть близкой к плотности поверхностных вод. Известно, что на первой стадии своего существования комочки могут быть легче воды, а на последующих стадиях — тяжелее ее.

### § 15. Влияние взвеси на гидростатическое давление воды

Обычно о влиянии взвеси на гидростатическое давление судят или по косвенным экспериментам, когда замутненный частицами слой воды стекает по наклону дна в лабораторной установке, или по теоретическим соображениям: если взвесь не выпадает из дисперсионной среды и поддерживается в равновесной концентрации за счет турбулентного диффузного потока, направленного снизу вверх от большей концентрации к меньшей, то считается, что ее вес полностью передается воде.

Прямые определения добавочного гидростатического давления, вызываемого взвесью, были выполнены в МГУ с помощью ареометрирования В.Л. Лебелевым и Г.А. Сафьяновым. Взвесь, взятая из пресных водоемов, добавлялась в воду известковой плотности и взмучивалась центрифугированием. В момент прекращения движения воды и начала свободного оседания частиц проводился отсчет по ареометру.

Плотность дисперсной системы определяется уравнением

$$\rho_d = \rho(1-s) + \rho_s s, \quad (15.1)$$

где  $\rho$ ,  $\rho_s$  — плотность воды и взвеси;  $s$  — объемная концентрация взвеси (доля единичного объема, занятая взвесью).

В случае полной передачи веса частиц гидростатическому давлению показание по ареометру должно соответствовать плот-

ности дисперсионной системы по формуле (15.1). При этом будет иметь место равенство

$$\frac{\rho_d - \rho}{s\rho_s} = \frac{\rho(1-s) + \rho_s s - \rho}{s\rho_s} = \frac{\rho_s - \rho}{\rho_s}, \quad (15.2)$$

где в числителе правой части стоит "погруженная плотность" взвеси, а в знаменателе — "сухая плотность".

Принимая  $\rho = 1$ ,  $\rho_s = 2,6$ , получим, что

$$(\rho_s - \rho) / \rho_s \approx 62\%. \quad (15.3)$$

Примерно такое среднее значение (63%) и было получено в опытах с ареометрированием проб взвеси разной крупности и происхождения. Проведенные параллельно этому опыты с ареометрированием проб, содержащих всплывающие пузырьки газа, не показали изменений гидростатического давления воды.

Для повышения плотности морской воды на  $1 \cdot 10^{-5}$  требуется концентрация взвеси около  $0,02 \text{ кг/м}^3$ , какой в открытом океане вне пограничного придонного слоя не наблюдается, но вблизи берега и у дна она может достигать многих десятков килограммов на метр кубический, что приводит к развитию придонных мутьевых потоков, о которых будет рассказано ниже.

### § 16. Влияние взвесей на прозрачность и цвет воды

Прозрачность открытых вод океана имеет хорошо выраженный сезонный ход, отражающий весенне-летнюю и осеннюю вспышку жизнедеятельности планктона. На рис. 5 сплошной линией показаны сезонные изменения прозрачности по белому диску в точке наблюдений "Папа" в Тихом океане ( $50^\circ \text{ с.ш.}, 145^\circ \text{ з.д.}$ ). Средняя величина прозрачности достигала максимума в марте (17 м), минимума — в июне (7 м), второго максимума — в августе (16 м) и второго минимума — в октябре (12 м).

Т.И. Чакирова сопоставила величину прозрачности с продуктивностью фотосинтеза. Оказалось, что увеличение фотосинтеза в данном месте в четыре раза (от  $0,21$  до  $0,84 \text{ мг } C^{14}/\text{м}^3$  в час) сопровождалось приблизительно таким же уменьшением прозрачности (от 23 до 5 м). Зависимость эта, однако, не линейная (пунктирная линия на рисунке).

Обобщенные для океана соотношения между суммарной продукцией фотосинтеза и толщиной фотического слоя были получены В.Н. Иваненковым (1982). Толщина фотического слоя определяется по нижней границе 100%-ного насыщения вод кислоро-

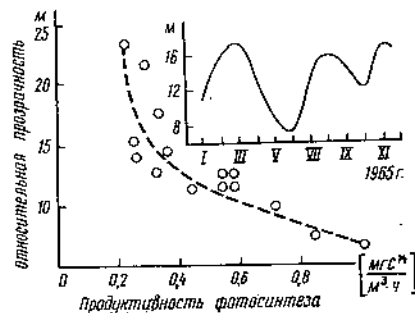


Рис. 5. Прозрачность и продуктивность фотосинтеза в точке наблюдений "Папа" (Тихий океан)

планктона прозрачность моря по белому диску падала до долей метра.

Сезонным изменениям подвержены не только биомасса и продукция планктона, но и его видовой состав. Это особенно характерно для умеренных широт, где в зимнее и весеннее время преобладают диатомовые, а в летнее и осеннее — представители жгутиковых — перидиней. Эта закономерность наблюдается не всегда. Например, при наибольшем развитии фитопланктона в мелководном Азовском море, когда вода в иные годы в разгар лета становится похожей на "зеленые щи", планктон почти целиком состоит из диатомовых и их концентрация достигает максимальной для морей величины 0,1–0,2 кг/м<sup>3</sup>.

Случаи, когда планктон при большой концентрации окрашивает воду в свой собственный цвет (включая красный, розовый, белесый и темно-оливковый), отмечены в прибрежных водах неоднократно, однако основное воздействие микроорганизмов на цвет воды связано со сдвигом максимума рассеивания в спектре световых лучей: от коротковолновой синей части к более длинноволновой зеленой. Осуществляется эта связь, видимо, через выделения организмов, включая газовые, так как продукция планктона значительно больше, чем его биомасса. Несмотря на хорошую корреляцию между продукцией фотосинтеза и прозрачностью воды, установить такую же связь прозрачности с вертикальным распределением биомассы не удалось. Мельчайшие бесцветные пузырьки газа придают воде зеленоватый оттенок. Эффект изменения оптических свойств воды наблюдается в лабораторных условиях при повышении температуры проб и объясняется уменьшением растворимости газов при нагревании воды. При этом в воде до образования пузырьков возникают микроскопические агрегаты из молекул газа.

пом, и расчет фотосинтеза дан также в кислородных единицах. Соотношение между поглощенным углеродом и выделенным кислородом определяется тем, что число молекул O<sub>2</sub> примерно равно (или немного больше, до 1,2 раза) числу молекул CO<sub>2</sub>, откуда следует, что в весовом отношении оценка продукции по углероду дает величины примерно в 12/32 меньше, чем по кислороду. Известны случаи, когда при интенсивном развитии

Значительное влияние на оптические характеристики воды оказывает растворенное органическое вещество (РОВ). Сложная смесь соединений, входящих в РОВ и изменяющих оптические характеристики, получила название "желтого вещества". Последнее образовано из углеводов, одного из продуктов метаболизма водорослей. Его источником служат также гуминоподобные вещества материкового стока, в этом случае оно имеет коричневую окраску.

Показатель поглощения света "желтым веществом" убывает в сто раз с увеличением длины волны в пределах видимой части спектра. Таким образом, "желтое вещество" одновременно и уменьшает прозрачность воды, и изменяет ее цвет от синего к зеленому и красному (любые другие оттенки цвета составляют сочетание этих основных цветов) (Ерлов, 1980). Появление коричневых тонов в окраске воды обычно свидетельствует о большой концентрации герригенной взвеси на мелководье, или вблизи берега. Частицы взвеси диаметром больше 1,2·10<sup>-6</sup> м одинаково рассеивают световые лучи.

Таблица 6

Связь между прозрачностью и цветом воды (по Ю.В. Преображенскому)

Прозрачность по диску, м	Преобладающий цвет воды	№ шкалы цветности	Характерный район
> 30	темно-синий	I	открытое море
30–26	синий	II	—
25–21	темно-голубой	III	—
20–17	голубой	IV	—
16–12	зеленовато-голубой	V–VI	—
11–10	голубовато-зеленый	VII–VIII	прибрежные воды
9–8	зеленый	IX–X	—
7–6	желтовато-зеленый	XI–XII	—
5,5–5	зеленовато-желтый	XIII–XIV	—
4,5–4	мутно-желтый	XV–XVI	—
3,5–3	коричневато-желтый	XVII–XVIII	—
2,5–2	желтовато-коричневый	XIX–XX	—
< 2	коричневый	XXI	—

Связь между первичной продукцией и прозрачностью, с одной стороны, а также между прозрачностью и цветом воды, с другой, позволяет использовать в промысловых целях космические наблюдения за цветом морской поверхности.

§ 17. Взвесь в электрическом поле

Граничные поверхности минеральных частиц, как коллоидных (диаметр частиц  $d = 10^{-7} \div 10^{-9}$  м), так и суспензионных ( $d > 10^{-7}$  м), уже с момента их образования (дробление, испарение исходного материала) имеют электрические микрополя, связанные с неполной уравновешенностью диполей молекул на границе раздела и присутствием свободных радикалов. Благодаря этому частицы, находясь в среде, содержащей свободные ионы, адсорбируют их на своей поверхности. Образуются ионные оболочки, знак заряда которых зависит от материала частиц. Эти оболочки препятствуют слипанию соседних частиц благодаря отталкиванию их одноименных зарядов. Вместе с тем оболочки притягивают противоположно заряженные свободные ионы дисперсной системы, которые образуют ионное облако вокруг частицы. Получающаяся система, наиболее хорошо выраженная для частиц коллоидных размеров и наиболее устойчивая при малой концентрации свободных ионов, называется мицеллой.

Вместе с притягиванием свободных ионов частицы структурируют у своей поверхности молекулы воды, поскольку последние обладают сильным электрическим диполем. Соединение полярных молекул воды с полярными молекулами поверхности образует гидратную оболочку, более устойчивую к воздействию свободных ионов среды, чем ионная. Электрические микрополя гидратных оболочек также препятствуют слипанию соседних частиц.

Ионные и гидратные оболочки разрушаются при увеличении концентрации свободных ионов в растворе. В результате происходит коагуляция — слипание частиц и ускоренное их выпадение в осадок. Чем выше концентрация свободных ионов, тем более крупные частицы создаются в процессе коагуляции. Это наглядно видно в табл. 7.

При солености воды выше 1% коагуляция происходила менее чем за час.

Коагуляция выносимых реками взвешенных частиц глины интенсивно происходит в эстуарных районах океана и составляет важный механизм осаждения терригенной взвеси. Электростатическими зарядами обладают не только речные, но и золотые частицы. Это свойство используется для определения концентрации взвеси в атмосфере, в частности для определения объема и структуры золотого переноса материков в океан.

Электропроводность среды и концентрация ионов связаны между собой соотношением

$$\lambda = e \sum \frac{n_p k_p}{\rho}, \quad (17.1)$$

где  $\lambda$  — полярная электропроводность;  $n$  — концентрация ионов одного знака, разбитых на группы  $p$ ;  $k_p$  — подвижность ионов данной группы;  $e$  — заряд электрона. Общая электропроводность складывается из положительной и отрицательной полярных электропроводностей  $\lambda_+$  и  $\lambda_-$ .

Таблица 7

Соотношение суспензионных частиц тонкозернистого речного ила, осажденного в воде различной солености (по S.Gripenberg), %

Фракция, м · 10 <sup>-7</sup>	Соленость, ‰					
	0	0,25	1,0	4,0	15,0	34,0
> 200	2,8	7,0	4,0	4,9	4,3	13,6
200-150	2,2	0,9	1,4	0,5	4,0	3,3
150-100	4,2	5,3	13,5	66,4	76,7	69,2
100-75	5,6	3,9	76,1	25,6	5,7	13,9
75-50	4,7	5,3	2,3	2,4	5,3	0
50-30	10,4	34,2	1,6	0,2	3,9	0
30-20	10,7	21,0	1,2	0	0	0
20-10	14,6	18,8	0	0	0	0
10-5	17,3	3,5	0	0	0	0
< 5	27,6	0	0	0	0	0

Поскольку аэрозольные частицы адсорбируют легкие ионы воздуха, концентрация свободных ионов среды и соответственно ее электропроводность уменьшаются. Электропроводность воздуха определяется именно легкими ионами с подвижностью порядка  $10^{-4}$  м<sup>2</sup> (В.с).

Уравнение баланса ионов в атмосфере определяется скоростью ионизации воздуха (вызываемой космическими лучами) и скоростью их нейтрализации в результате взаимодействия. Для свободного от аэрозолей воздуха при постоянной концентрации и одинаковом числе ионов разного знака можно записать

$$q - \alpha n_0^2 = 0, \quad (17.2)$$

где  $q$  - скорость ионизации;  $\alpha$  - коэффициент нейтрализации;  $n_0$  - концентрация легких ионов одного знака при отсутствии аэрозолей.

То же уравнение в запыленном воздухе имеет вид

$$q - \alpha n^2 - \beta n Z, \quad (17.3)$$

где  $\beta$  - коэффициент эффективной адсорбции ионов;  $Z$  - количество частиц аэрозоли в единице объема.

Из уравнений (17.1) - (17.3) при одинаковых характеристиках аэрозольных частиц можно получить концентрацию частиц, зная уменьшение электропроводности. Для практических расчетов используют эффективный радиус, отражающий суммарный объем частиц или их суммарную поверхность. Последнее было бы более правильно, но из-за трудности измерения поверхности используется расчет радиуса по объему

$$r = \left( \frac{\sum Z(r_i) r_i^3}{Z^*} \right)^{1/3}, \quad (17.4)$$

где  $Z(r_i)$  - концентрация частиц заданного размера;  $Z^*$  - полная концентрация частиц;  $r_i$  - радиус частиц.

По изложенной схеме проводятся измерения концентрации аэрозолей (табл. 8).

Таблица 8

Концентрация аэрозолей к западу от Сахары  
(по Gringel и Mühleisen, 1977)

Расстояние от Африки, км	Высота границ слоя пыли, км	Средняя концентрация $10^{-6}$ кг/м <sup>3</sup>	Вес пыли на м <sup>2</sup> $10^{-3}$ кг
1400	1,2-3,7	1,6	4
2200	1,7-3,7	1,2	2,5

Преобладающие радиусы аэрозольных частиц в слое переноса пыли из Сахары  $0,3 \pm 1 \cdot 10^{-6}$  м. Во время наблюдений метеоусловия соответствовали среднему переносу.

Примечание. Очень важная, но неисследованная проблема заключается во взаимодействии биологического населения частиц и их электростатических микрополей. Спыльгивах материалов по этой проблеме нет. При лабораторных экспериментах с минеральными взвесами для лучшей сравнимости результатов их

предварительно прокалывают или иными путями стремятся удалить биологические примеси.

Дополнение. Н.И. Попов и Б.А. Нелепо (1976) отмечают, что при оседании взвеси в геомагнитном поле Земли частицы должны отклоняться силой Лоренца  $F$

$$F = e H W \sin \alpha, \quad (17.5)$$

где  $e$  - величина поверхностного электрического заряда частицы;  $H$  - горизонтальная составляющая напряженности геомагнитного поля;  $W \sin \alpha$  - нормальная к магнитным силовым линиям скорость движения частицы.

### § 18. Вещественный обмен со средой

Чем меньше размеры организма, тем больше удельная площадь его соприкосновения со средой и, как правило, интенсивнее обмен с ней. По Л.А. Зенкевичу (1951), потребление кислорода морскими бактериями составляет 30 мл/ч на 1 г живого веса (при температуре 22°). У более крупных морских организмов та же величина колеблется в пределах  $0,002 \pm 1,0$ .

По оценкам Ю.И. Сорокина и Р.З. Ковалевской, дыхание бактериопланктона в толще воды кислородной зоны Черного моря выражается величинами 1,3-2,0 г  $O_2$ /м<sup>2</sup> за сутки, т.е. примерно 900-1400 мл/м<sup>2</sup>. Бактериальное дыхание в водах Атлантического океана (20-28° с.ш.) оценивается М.Н. Лебедевой в 35-50 мг С в м<sup>3</sup> за сутки, иначе 0,06-0,09 мл  $O_2$ /л.

Количественную связь между потреблением кислорода и размером гетеротрофных организмов попытался найти с помощью корреляционных зависимостей Т. Икеда. Оказалось, что формулы связи для разных биоклиматических поясов Тихого океана имеют одинаковую структуру. В наиболее наглядном виде эти формулы можно записать так:

$$R = a / W^n, \quad (18.1)$$

где  $R$  - потребление кислорода, в мкл  $O_2$ /(мг веса·ч);  $W$  - сухой вес животного организма, мг;  $a$  - коэффициент, в среднем равный для бореальных видов животных 1,05, умеренных - 2,27, тропических - 7,48;  $n$  - показатель степени, для тех же видов равный 0,169; 0,309; 0,464. В формулу в неявном виде входит зависимость от температуры. В других формулах эта зависимость может стоять в виде отдельного слагаемого, например,  $+0,0364 t$  мкл  $O_2$ /(мг веса·ч).

Интенсивность потребления кислорода считается мерой активности остальных процессов жизнедеятельности животных и мо-

жет быть пересчитана в количество поглощенной пищи путем умножения на стандартные коэффициенты. Дыхание фитопланктона также составляет значительную степень кислородного баланса в фотической зоне: считается, что при малоподвижном состоянии одноклеточных водорослей ими потребляется на дыхание около 10% кислорода, выделенного при фотосинтезе, в процессе же активного движения расход повышается до 60%.

Обмен со средой минеральной взвеси помимо физических и химических процессов включает биологическую аккумуляцию. Из лабораторных опытов известно, что и при введении в пробу морской воды чистой минеральной взвеси 90% рассеянных в пробе бактерий переходят на поверхность взвешенных частиц. Благодаря пограничным эффектам на поверхности этой же взвеси одновременно адсорбируются и важные для жизнедеятельности бактерий питательные вещества.

В естественных морских условиях взвешенные минеральные частицы, а тем более частицы органоминерального детрита, бывают покрыты своей микроскопической "биосферой", населенной в основном бактериями, и окружены собственной "атмосферой" из структурированной, квазикристаллической воды, защищающей организмы от смыва.

Около половины бактерий морской воды находится в свободновзвешенном состоянии, и половина прикреплена к твердой поверхности частиц, что затрудняет истинную оценку численности бактерий, если пробы с ними подвергаются фильтрованию. Помимо бактерий в сообществах на взвешенных частицах обнаружены диатомовые и другие одноклеточные водоросли, мицеллы грибов и два уровня хищников — зоофлагелляты и питающиеся ими и бактериями силиаты (не менее чем по шести видов тех и других).

Существует и такое мнение, что поверхность взвеси представляет собой основное или исключительное местообитание морских бактерий.

Живая граница контролирует химический состав океана, полностью нейтрализуя инородный по соотношению химических элементов речной сток. Без такой биологической защиты химический состав океана был бы изменен с пагубными для его населения последствиями. Растворенного минерального материала, поступающего с речным стоком, постоянно не хватает для развития жизни. Так, в масштабах океана диатомовые водоросли поглощают в 250 раз больше кремнезема, чем его поступает с речным стоком. Для развития диатомового фитопланктона кремнезем должен использоваться многократно — десятки и сотни раз в год.

Регистрируемые приборами изменения концентраций химических элементов и веществ в точках океанического поля в общем случае представляют собой суммарный результат изменений, вносимых источниками, адвекцией и перемешиванием. В структуре баланса химических полей океана дисперсные границы поверхности (особенно поверхность вода — живое вещество) выполняют роль источников и стоков. Фитопланктон осуществляет основной сток биогенных элементов фотического слоя океана, а зоопланктон, бактерии и неживые взвеси определяют основные статьи поглощения кислорода. Кроме того, живые организмы и взвеси осуществляют удаление из воды загрязняющих веществ путем их поглощения и накопления в тканях тела, окисления и адсорбции на граничных поверхностях.

Закон сохранения массы вещества для произвольной точки океанологического поля может быть выражен следующим образом:

$$C' = C'(\Phi) + C'(A) + C'(D), + V \quad \text{ст. ф. в. в. (19.1)}$$

где  $C'$  — скорость изменения концентрации в точке поля;  
 $C'(\Phi)$  — составляющая скорости, вызванная источниками;  
 $C'(A)$  — составляющая скорости, вызванная адвекцией;  
 $C'(D)$  — составляющая скорости, вызванная диффузией.

Слагаемые правой части уравнения связаны друг с другом так, что вносят, как правило, противоположный вклад в изменение концентрации — одни ее повышают, а другие понижают. Это обстоятельство часто приводит к тому, что их сумма становится равной или близкой нулю, и тогда говорят о стационарном или квазистационарном поле. Например, повторные океанографические съемки могут дать одинаковые или малоразличающиеся карты распределения кислорода и биогенных элементов, несмотря на интенсивные процессы накопления и убыли этих субстанций в результате течений, перемешивания вод и действия химических и биологических источников.

В терминах системного подхода устойчивость полей относительно возмущающих источников можно объяснить существованием обратных отрицательных связей между источником  $\Phi$ , концентрацией  $C$ , адвекцией  $A$ , диффузией  $D$ . Контуры этих связей показаны на рис. 6.

Если источник повысит концентрацию  $C$  в данной точке относительно окружающего пространства, то адвекция и диффузия будут работать на понижение концентрации. Действительно, скорость накопления (или убыли) концентрацией вещества в точке за счет переноса течениями равна

$$C'(A) = -|\vec{U}| \frac{\partial C}{\partial n}, \quad (19.2)$$

где  $|\vec{U}|$  - величина, или модуль, скорости;  $n$  - линия тока.

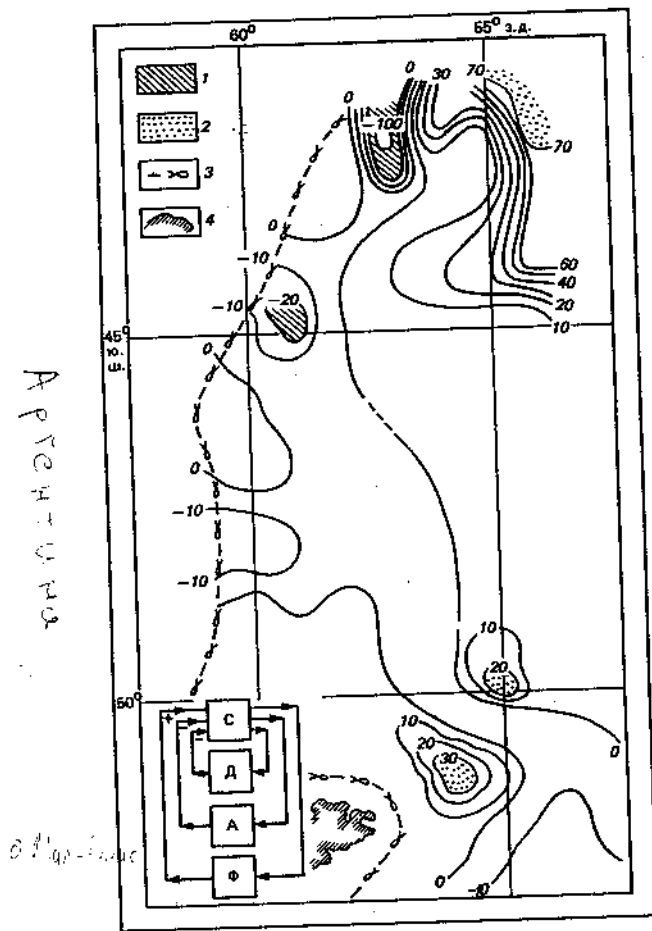


Рис. 6. Схема равновесия (по В.Л. Лебедеву) и карта скорости изменения концентрации фосфатов на поверхности за счет адвекции,  $\text{мкг} \cdot 10^3 / (\text{л} \cdot \text{сутки})$  (по Д.Н. Северову): 1 - очаги выноса; 2 - очаги накопления; 3 - граница рыболовной зоны; 4 - берег

При возрастании  $C$  в точке, где действует источник (или близ по течению), производная  $C$  по  $n$  примет положительное значение, выражение правой части формулы (19.2) станет отрицательным и покажет убыль концентрации за счет адвекции.

Скорость накопления или убыли концентрации вещества в точке за счет перемешивания (диффузии) равна

$$C'(A) = \sum_{i=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_i} (K_i \frac{\partial C}{\partial x_i}), \quad (19.3)$$

где  $x_1, x_2, x_3$  - оси координат,  $K_1, K_2, K_3$  - коэффициенты диффузии, показывающие скорости перемешивания воды в направлении этих осей. При возрастании или убыли  $C$  за счет источника выражение (19.3) будет работать так, чтобы сгладить и уничтожить аномалию, вызываемую источником.

Таким образом, застывшее на временной оси, стационарное или медленно меняющееся поле может находиться в состоянии динамического равновесия и быть ареной интенсивных, но скрытых от прямого наблюдения и компенсирующих друг друга процессов накопления и убыли вещества и энергии в различных точках пространства.

Чтобы обнаружить это, необходимо в дополнение к традиционным картам распределения океанологических характеристик построить карты процессов накопления и убыли вещества за счет отдельных составляющих балансового уравнения (19.1). В случае, когда исходное поле распределения имеет стационарный характер, соответствующие ему поля изменения концентрации должны при совмещении привести к взаимному уничтожению всех очагов повышения и убыли вещества.

Анализ динамического равновесия поля концентрации путем построения системы взаимоуничтожающихся карт изменений этого поля называется балансовым анализом. Первый, предварительный шаг анализа состоит в создании карты течений (безразлично каким способом, например динамическим). Второй шаг - расчет карты, показывающей скорость потенциальной трансформации исходного поля за счет горизонтальной адвекции. Исходным материалом служат карты распределения концентрации и течений.

На рис. 6. показана карта потенциальной адвективной трансформации поля фосфатов в районе патагонского шельфа Южной Америки. На карте видны очаги адвективного выноса и накопления фосфатов в поверхностном слое воды. Поскольку поле полагается в среднем квазистационарным, то очаги его адвективной трансформации должны компенсироваться какими-то процессами, входящими в уравнение для (19.1). Можно предполагать, что в очагах адвективного выноса убыль фосфатов компенсируется вертикальным подъемом вод, а в очагах адвективного на-

скопления — интенсивным потреблением, связанным с пассивной граничной поверхностью вода — фитопланктон. Более того, именно интенсивное локальное потребление могло послужить причиной формирования горизонтального градиента фосфатов и благодаря этому включить в действие механизм их адвективной поставки (19.2).

Таким образом и те и другие очаги трансформации поля выступают как зоны активного взаимодействия и представляют интерес для рыбопоисковых исследований как возможные места развитой трофической цепи. Действительно, некоторые из очагов адвективного накопления фосфатов совпали с местами повышенного улова рыбы.

Более полный теоретический анализ поля включает несколько последующих шагов, направленных на оценку роли других процессов механического перераспределения вещества в балансе поля: вертикального переноса и диффузии. Методика такого анализа должна включать вероятностную оценку результатов.

В балансовом анализе не учитывается собственный возможный перенос скопления планктона, т.е. считается, что эти скопления занимают устойчивое положение в пространстве. В целом это соответствует действительности: очаги концентрации жизни, несмотря на движение включающей их среды, тяготеют к определенным, иногда очень ограниченным участкам океана.

Если изменения поля, вызванные процессами механического переноса вещества (адвекция и перемешивание), известны, то их суммирование в предположении стационарности поля или с учетом его наблюдаемых измерений дает возможность построить новую карту — изменений поля, вызываемых биохимическими и биологическими процессами. Поскольку биохимические процессы известным образом зависят от условий среды (температуры и концентрации вещества), их результат можно отделить и получить карты, на которых изолинии покажут очаги интенсивных жизненных процессов, например поглощения фосфатов планктоном или поглощения кислорода скоплениями промысловой рыбы.

Итак, соединяя характеристики двух полей — поля концентрации и поля скорости, — можно составить систему новых взаимозависимых динамических полей. При этом обнаруживаются особенности и преимущества системного подхода, который направляет внимание на поведение объектов. Находятся объяснения наблюдаемой организации поля и оцениваются возможности ее изменений, а за внешней неподвижностью характеристик открываются напряженные связи динамического равновесия — круговорот материи и энергии.

#### 20. Объединенный хорион скопления взвеси

Скопления взвеси взаимодействуют с водой сложным образом. Поэтому определить сферу влияния взвеси на основе пря-

мого учета ее концентрации не всегда возможно. Даже при определении прозрачности воды учет биомассы планктонных организмов оказывается недостаточным и неэффективным. Значительно лучше корреляцию с глубиной исчезновения белого диска дает учет активности организмов, отражающейся в их метаболизме. Хорошим объектом для корреляции с прозрачностью оказалась первичная продукция фотосинтеза.

Часто мы не располагаем прямыми данными о концентрации взвеси, тем более такой изменчивой, как планктон или скопления рыбы. Более доступными могут оказаться сведения, связанные с механическими статьями баланса химических полей, в которых источником или стоком служат скопления живой или органоминеральной взвеси (обычно также насыщенной жизнью), а также нектона. В этих условиях по картам интенсивности распределенных источников и стоков, построенным путем балансового анализа (§ 19), можно получить очертания хорионов, т.е. зон влияния скоплений взвеси. Такие хорионы, суммируя бесчисленные пограничные микрослои частиц взвеси, имеют особый характер. Назовем их объединенными хорионами.

Не менее важно и другое: балансовый анализ показывает интенсивность и содержание процессов взаимодействия внутри хориона. Эта количественная информация будет использована нами (§ 57) для построения карт физико-географического процесса в океане, под которым понимается совокупное взаимодействие географических слагаемых среды.

Повышенные концентрации взвесей, находясь в поле течений, обладают определенной устойчивостью пространственных границ. Для живой планктонной взвеси этому должны способствовать как быстрые темпы воспроизводства в благоприятных условиях среды, так и вертикальные суточные и сезонные миграции организмов, которые переносят их из одного слоя движения воды в другой, имеющий встречное направление. Для неживой взвеси устойчивость концентрации вызвана балансом ее поступления и выведения из ареала концентрации.

В водах океана на границе с атмосферой формируется сложная система пограничных слоев, разделяющих хорион атмосферы на несколько ступеней, различных по пространственным масштабам своего простираения, а также по характеру и временным масштабам протекающих процессов. В конечном счете в геологическом масштабе времени весь океан пронизан воздействием атмосферных процессов. В климатическом временном масштабе воздействие этих процессов определяет природу верхнего бароклинного слоя океана, простирающегося от поверхности на глубину  $1 \pm 1,5 \cdot 10^3$  м.

На другом краю диапазона масштабов расположен поверхностный микрослой океана (ПМС) - структура с вертикальным простираением, измеряемым  $10^{-3}$  м, и временным масштабом около 10 с. В этой весьма сложной и неоднородной структуре, отождествляемой с поверхностью океана (Макингайт, 1981), начинается длинная цепь процессов взаимодействия, определяющих важнейшие черты физической, химической и биологической природы океана и атмосферы.

### § 2.1. Иерархия пограничных слоев

Весь пограничный слой (или хорион атмосферы в океане, включающий в себя полный набор пограничных слоев и структур) мы отождествляем с бароклинным слоем и принимаем его толщину согласно распространенным математическим моделям океана равной  $1 \pm 1,5 \cdot 10^3$  м.

Нижняя часть бароклинного слоя на большей площади океана (умеренные и низкие широты) формируется под воздействием процессов меридиональной адвекции промежуточных вод из районов их погружения (умеренные и высокие широты, полярные и субполярные фронты). Эта часть составляет главный, или постоянный, термоклин океана. Ее можно определить так же, как климатический, адвективный хорион атмосферы. Название "главный термоклин" связано с пространственными масштабами этого образования, близкими по вертикали к  $10^3$  м, и с масштабами общего изменения температуры по вертикали, определяемыми разностью между минимальной за год температурой данного района и минимальной температурой промежуточных вод.

В целом по порядку величин этот перепад составляет около  $10^\circ\text{C}$ . Величина температурного градиента в главном термоклине незначительна и убывает с глубиной. В полярных широтах меридиональная адвекция меняет направление и выносит в промежуточные горизонты теплые воды, создающие температурную инверсию.

Выше адвективного слоя хориона и до поверхности океан - атмосфера располагается деятельный слой океана (ДС), средняя толщина которого принимается в моделях равной 200-350 м. Нижняя граница деятельного слоя равна максимальной за год глубине верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), формируемого процессами вертикального конвективного и фрикционного перемешивания. ВКС - структура, толщина которой пульсирует с годовым периодом. Во время максимального развития (конец зимнего охлаждения) ВКС наполняет весь ДС и граничит с главным термоклином. В остальное время ВКС занимает лишь верхнюю часть ДС, а нижнюю часть заполняет сезонный термоклин, сохраняющий остатки зимнего конвективного охлаждения и подверженный влиянию адвекции. Таким образом, сезонный термоклин - это адвективно-диффузионная часть хориона, а ВКС - диффузионная структура. К.Н. Федоров (1981) считает, что однородность ВКС поддерживается ежесуточной ночной конвекцией, проникающей от поверхности до его нижней границы.

Средняя толщина ВКС в условиях летнего прогрева оценивается из условия равенства двух потоков энергии: кинетической энергии ветра, идущей на перемешивание слоя, и потенциальной энергии устойчивости, накапливающейся за счет тепло- и массообмена с атмосферой

$$\frac{1}{2} h M g = \rho_w u_*^3, \quad (21.1)$$

где  $h$  - толщина ВКС;  $M$  - эффективный вертикальный поток массы;  $\rho_w$  - плотность воды;  $u_*$  - скорость трения воды на границе с атмосферой.

$$M = (\rho - \rho_w) S - \frac{\alpha}{c} (L E V + Q), \quad (21.2)$$

где  $\rho$  - скорость выпадения осадков,  $E V$  - скорость испарения,  $S$  - соленость ( $\approx 0,03$ ),  $\alpha$  - коэффициент термического расширения воды ( $\approx 2 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ ),  $c$  - удельная теплоемкость,  $L$  - скорость теплоты испарения,  $Q$  - сумма лучистого и турбулентного потоков тепла. Используя типичные для океана значения  $u_* = 0,01 \text{ м/с}$  и  $M = 10^2 \text{ кг/м}^2/\text{год}$ , А.С. Мокин (1977) получает, что средняя равновесная толщина ВКС приблизительно равна 60 м.



При резком изменении условий погоды глубина проникновения ежесуточной ночной конвекции может скачкообразно уменьшаться и тогда на фоне еще не размытой структуры ВКС формируется новый, более близкий к поверхности, скачок плотности — синоптический термоклин. Это временное образование, оно исчезает и появляется на периоды порядка недели.

Далее вблизи поверхности выделяется дневной термоклин, связанный с радиационным прогревом воды. Он достигает максимального обострения к 16 ч местного времени, и тогда его верхняя граница, называемая глубиной термической компенсации

$D$ , приближается к поверхности воды, согласно К.Н. Федорову (1981), примерно на расстояние нескольких метров. Глубина

$D$  — это горизонт поверхностного термического максимума, вызванного внутриводным поглощением проникающей солнечной радиации. На горизонте  $D$  выполняется условие  $\partial T / \partial z = 0$ .

Ниже горизонта  $D$  дневная температура понижается за счет уменьшения радиационного прогрева (рис. 7). Благодаря этому

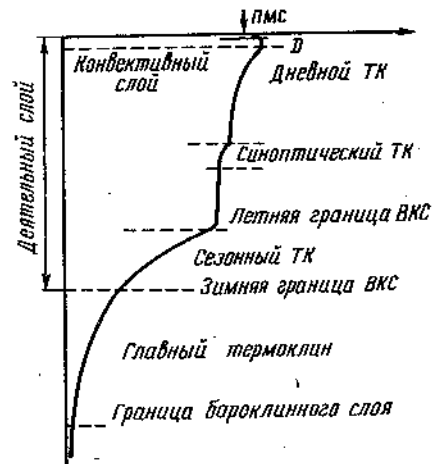


Рис. 7. Система верхних пограничных слоев океана

понижению при развитии вечерней и ночной конвекции, захватывающей все большую толщину воды, верхняя часть радиационного нагретого слоя уничтожается и максимум температуры (горизонт  $D$ ) уменьшаясь по абсолютной величине, погружается в глубину ВКС. Выше горизонта термической компенсации, определяющего верхнюю границу дневного термоклина, расположен слой температурной инверсии, вызываемой охлаждением поверхности океана.

Охлаждение поверхности может происходить круглосуточно, включая

дневные часы. Это связано с тем, что потери тепла океаном, складывающиеся из испарения (51%), эффективного излучения (42%) и контактного теплообмена, осуществляются в самом верхнем ультрамикроскопическом дельта-слое толщиной порядка  $10^{-5}$  м. В то же время поступающая в океан энергия радиации (в среднем компенсирующая потери тепла из дельта-слоя) поглощается в значительно большем объеме воды.

Слой температурной инверсии совместно с дневным термоклином образует очень важную статически неустойчивую струк-

туру, которая может быть названа слоем дневной конвекции. В этой структуре потенциальная энергия плавучести может периодически трансформироваться в кинетическую энергию вертикальной ячейистой циркуляции, известной под названием вихрей Ленгмюра. У самой поверхности воды в зоне околмолекулярных и молекулярных значений коэффициентов обмена двойная неустойчивая структура "слой температурной инверсии — дневной термоклин" (как показывают микропрофили температуры, выполненные в морских условиях) может повториться на новом просторанственном и временном уровне и образовать высокочастотный микротермоклин, перекрываемый холодной поверхностной пленкой двойной температурный скин-слой вертикальной протяженностью порядка  $10^{-2}$  м.

К самой поверхности примыкает поверхностный микрослой (ПМС), имеющий очень сложную и многокомпонентную структуру. Его размеры, определяемые по физическим и химическим показателям, составляют  $10^{-3}$  м.

## § 22. Поверхностный микрослой океана (ПМС)

Поверхностный микрослой воды (ПМС), имеющий толщину порядка  $10^{-3}$  м, находится (полностью или частично) в особом квазиламнарном или квазикристаллическом состоянии и не охватывается происходящими в соседних слоях процессами турбулентного перемешивания. Обмен теплом, количеством движения и растворенными газами осуществляется через этот микрослой процессами молекулярной теплопроводности, вязкости и диффузии. Благодаря молекулярному уровню процессов обмена ПМС нередко называют молекулярным слоем, или пленкой. Иногда это название порождает ошибочные представления о том, что слой состоит лишь из одного слоя молекул.

Коэффициент молекулярной диффузии в воде различных веществ (самодиффузии молекул воды, диффузии ионов солей и молекул газов) имеет значение  $1 \div 2 \cdot 10^{-9}$  м<sup>2</sup>/с. Коэффициент молекулярной температуропроводности  $\approx 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с. Коэффициент молекулярной вязкости на один порядок больше ( $1 \div 2 \cdot 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с). В то же время турбулентные коэффициенты переноса температуры и растворенных веществ приблизительно одинаковы и имеют значения в верхних горизонтах океана около  $10^{-3}$  м<sup>2</sup>/с (с точностью до порядка величины). Из этого следует, что присутствие на поверхности океана квазикристаллической пленки замедляет вещественный обмен (например, растворенными газами) в значительно большей мере, чем энергетический обмен (например, теплом). Поэтому неудивительно, что, хотя ПМС был открыт независимо друг от друга и физиками, и химиками, и биологами, первые догадки о его существовании высказали химики. Еще в 1920-х годах химики обратили внимание на то, что расчеты газообмена между водой и атмосферой соответствуют

действительности, если предположить, что на поверхности двух сред, каждая из которых перемешивается, существует единый (водный) или двойной (водно-воздушный) тонкий и невозмущенный перемешиванием пограничный слой с молекулярной газопроводностью. Градиент концентрации газа в этом слое соответствует разности между парциальным давлением газа в атмосфере и воде. Подобная модель, включающая гипотетические пленки (модель Льюкса - Уитмана), была предложена в 1926 г. Существуют ли пленки в действительности, химики в то время не знали и использовали предположение о них как удобный показатель для выражения скорости газообмена.

Из последующих моделей газообмена получила известность однопленочная модель Канвишера, сопровождавшаяся большим числом экспериментов и опиравшаяся на некоторые прямые свидетельства существования пленки. В настоящее время почти все химические модели газообмена предполагают существование поверхностной пленки (или двух пленок - в воде и в воздухе). Одна группа моделей опирается в расчетах на представление о средней толщине пленки, другая - на представление о ее пульсации и периоде повторяющихся разрушений.

Химики развиты и определенные гипотезы о причинах особого состояния воды у границы раздела. Считается, что на граничной поверхности вода - воздух в области влияния поверхностного натяжения существует зона надмолекулярной структуры воды, простирающаяся на тысячи молекулярных слоев (Хорн, 1972). В этой зоне по мере приближения к поверхности вода приобретает все более упорядоченную структуру с более прочными водородными связями. На самом верхнем горизонте, на границе с воздухом, молекулы воды ориентированы к воздушной среде отрицательно заряженными атомами кислорода. На рис. 8 показано схематичное представление о строении структурно упорядоченной зоны.

Исходя из этих представлений Р. Хорн делает очень важный вывод о том, что диффузия газов с приближением к поверхности должна замедляться не до молекулярного уровня неподвижной воды, а до уровня на порядок меньше и соответствующего скорости диффузирования молекул газа в твердых веществах. Этот феномен говорит о квазикристаллическом (а не просто спокойном) состоянии воды на границе раздела фаз.

Ионы растворенных солей вытесняются из поверхностной структурно упорядоченной зоны в толщу воды, так что самый верхний горизонт в равновесных условиях теоретически полностью их лишен, а остальные горизонты обеднены. С.А. Савенко рассчитал обеднение ионов хлористого натрия. Обеднение заметно прослеживается на глубину  $10^{-3}$  м, где аномалия концентрации составляет еще 10%, и характерно для веществ, повышающих поверхностное натяжение воды. Это явление сопровождается обогащением поверхности растворенными веществами, понижаю-

щими поверхностное натяжение (поверхностно-активными веществами - ПАВ). Таким образом, даже при отсутствии источников и стоков, биологической активности и эффектов плавучести на поверхности вода - воздух за счет процессов молекулярной диффузии в поле поверхностного натяжения формируется особый вещественный состав раствора.

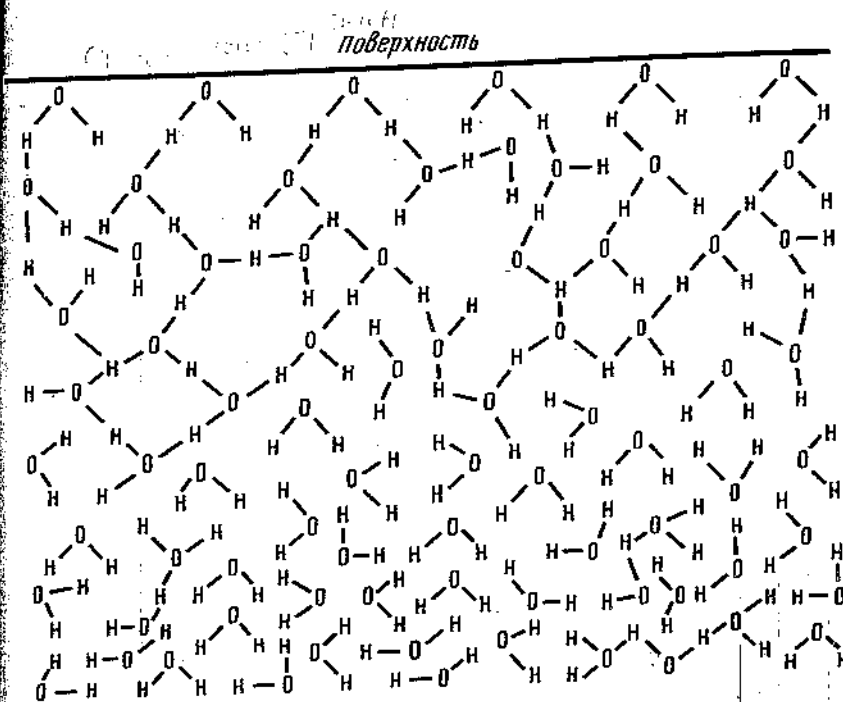


Рис. 8. Структурно-упорядоченная зона воды у поверхности (по Р. Хорну)

Совершенно независимое от химиков первое открытие на поверхности воды структурно упорядоченной пленки было сделано в 1934 г. гидрологами В.К. Альтберг и Е.А. Попов, измеряя температуру поверхности Невы миниатюрными термоматчиками, обнаружили, что температура самого верхнего горизонта на  $0,5^\circ$  ниже, чем на глубине 2 мм. Это соответствует температурному градиенту  $250^\circ/\text{м}$  и может иметь место только в условиях молекулярной теплопроводности, при полном отсутствии турбулентного перемешивания, что было полной неожиданностью в условиях быстрого течения реки.

Малая толщина поверхностного микрослоя предъявляет особые требования к технике его измерений, а условия открытого моря (волнение, ветер, возмущающие воздействия супна на мор-

скую поверхность) делают осуществление этих требований необычайно трудным, тем более что из-за значительной изменчивости характеристик микрослоя во времени и пространстве необходимо проводить продолжительные серии его измерений, поэтому такие работы остаются еще уникальными.

Параллельно с открытием гидрологической пленки у побережья ГДР в Балтийском море в 1973 г. были получены обстоятельные записи термической структуры воздушного пограничного микрослоя. Оказалось, что при толщине порядка  $10^{-3}$  м он имеет перепад температуры по  $1^\circ$  и температурный градиент до  $1000^\circ/\text{м}$ .

Независимо от работ химиков и физиков состоялось открытие биологами поверхностного микрослоя воды как особого биотопа океана. Первые шаги в этом направлении были сделаны А.И.Савиловым, который на основании ловов специальным поверхностным тралом в Тихом океане опубликовал в 1956 г. статью о морском поверхностном биоценозе. В 1957 г. Ю.П. Зайцев разделил биологическую поверхностную систему (нейсталь) на водную часть (гипонейсталь) и воздушную (эпинеисталь). Группа организмов, частью своего тела находящаяся в воде, а частью в воздухе, носит название "плейстон". Одна из главных особенностей поверхностного биоценоза состоит в том, что основу его трофической пирамиды составляют бактерии, концентрация которых в поверхностном микрослое на 2-3 порядка выше, чем во внутренних водах.

### § 23. Масштабы основных компонентов тонкой поверхностной структуры

Понятие ПМС охватывает целую систему частных микрослоев, например: температурный, диффузионный, вязкий. При этом каждый частный микрослой обладает собственной толщиной  $\delta_i$ , зависящей от коэффициента молекулярного обмена данной субстанции. Такая постановка вопроса была бы непротиворечивой, если бы зона молекулярных значений коэффициентов обмена была неограниченно большой по сравнению с толщиной частных микрослоев. Однако зона чисто молекулярного обмена очень невелика и охватывает, вероятно, лишь верхнюю часть микрослоев. За толщину частного микрослоя принимают некоторую эквивалентную толщину, на протяжении которой реализовалась бы вся поверхностная аномалия характеристики, если бы вертикальный градиент этой характеристики сохранял величину, которую он имеет на поверхности. На рис. 9 показаны распределения трех характеристик: растворенного кислорода, температуры и скорости. Заметим, что температурный профиль не отражает объемного поглощения проникающей радиации и поэтому характерен для ночного времени. Слой молекулярной проводимости для всех характеристик одинаков по толщине и обозначен  $\delta_{мп}$ . В связи

с тем что молекулярный коэффициент вязкости на порядок больше, чем молекулярный коэффициент температуропроводности, и на три порядка больше, чем молекулярный коэффициент диффузии, изменения скорости, температуры, концентрации кислорода внутри  $\delta_{мп}$  различны. Это выражается разными наклонами касательных к кривым распределения и разной эквивалентной толщиной микрослоев: вязкого, кондуктивного, диффузионного ( $\delta_v, \delta_k, \delta_d$ ). Кроме названных компонентов ПМС в тонкую поверхностную структуру входят и многие другие слои. Их ориентировочные размеры таковы:

Микрослой	Вертикальный размер, м
Слой поверхностно-активных веществ (ПАВ)	$10^{-9} \div 10^{-4}$
Слой поверхностного натяжения воды и сопутствующих аномалий вещественного состава ( $\geq 10\%$ )	$\sim 10^{-8}$
Структурно упорядоченная зона	$\sim 10^{-7}$
Дельта-слой теплоотдачи	$\sim 10^{-5}$
Слой молекулярной проводимости (ламинарный режим)	$\sim 10^{-4}$
Диффузионный микрослой	$\sim 10^{-4}$
Кондуктивный микрослой	$\sim 10^{-3}$
Вязкий микрослой	$\sim 10^{-3}$
Внегубулентный слой	$\sim 3 \cdot 10^{-3}$
Холодная пленка	$\sim 10^{-2}$
Двойной температурный скин-слой	$\sim 10^{-2}$
Гипонейсталь	$10^{-2} \div 10^{-1}$
	$5 \cdot 10^{-2}$

### § 24. Свободная конвекция.

Теоретический профиль температур

Предположим, что верхний слой воды неподвижен или находится в горизонтальном ламинарном движении. Тогда процесс

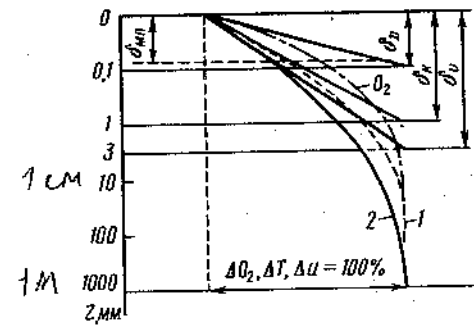


Рис. 9. Пограничные микрослои:  $\delta_{мп}$  - слой молекулярной проводимости;  $\delta_D$  - эквивалентный (приведенный) диффузионный слой;  $\delta_k$  - эквивалентный кондуктивный слой;  $\delta_v$  - эквивалентный молекулярно-вязкий слой;  $\Delta$  - отклонение характеристик на поверхности; 1 - температура; 2 - скорость

вертикальной теплопроводности будет осуществляться молекулярным путем и вертикальный профиль температуры получится из решения уравнения

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (24.1)$$

где  $k$  - коэффициент молекулярной теплопроводности.

При крайних условиях  $T(z, 0) = T_w$ ;  $T(0, t) = T_0$  мгновенный профиль температуры выразится через интеграл вероятности ( $\text{erf}$ ) и будет подобен температурному профилю в твердом теле и профилю, получаемому при решении задач  $TS$  - анализа

$$T - T_0 = (T_w - T_0) \text{erf} [z / (2\sqrt{kt})]; \quad \text{erf} x = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-y^2} dy. \quad (24.2)$$

При этом профиле поток тепла через поверхность будет уменьшаться во времени по следующему закону (Гребер и др., 1958):

$$q_0 = -\alpha \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} = -\alpha (T_w - T_0) / (\pi kt)^{1/2}, \quad (24.3)$$

где  $\alpha$  - коэффициент теплопроводности.

Пограничный температурный слой не имеет четкой нижней границы, однако его приведенная толщина легко определяется из записи (24.3). Она возрастает во времени одновременно с уменьшением теплового потока и равна

$$\delta_k = (\pi kt)^{1/2}. \quad (24.4)$$

Более сложное выражение для мгновенного профиля получается при задании в виде граничного условия постоянного теплового потока через поверхность. Температура поверхности в этом случае не будет постоянной и не войдет в уравнение отдельным членом

$$T - T_w = \frac{2q_0 \sqrt{kt}}{\alpha} \left[ \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-\xi^2} - \xi \text{erfc} \xi \right], \quad (24.5)$$

где  $\xi = z / (2\sqrt{kt})$ ,  $\text{erfc} \xi = 1 - \text{erf} \xi$ .

Последующие математические построения исходят из следующей циклической схемы процесса, называемой моделью Ховарда. При охлаждении поверхности возникает термогравитационная неустойчивость. Когда ее потенциальная энергия достигает критической величины, происходит разрушение термической структуры путем вертикальной конвекции. Охлажденная вода погружается, и в поверхностной зоне восстанавливаются начальные краевые условия. Затем процесс повторяется. В действительности процесс развивается по более сложной трехмерной схеме (§ 27), которая, однако, в упрощенной одномерной интерпретации похожа на модель Ховарда и в согласии с ней регистрируется приборами, установленными в фиксированной точке.

Задав постоянный период эволюции температурного профиля от начального однородного состояния по момента разрушения  $\tau$ , можно получить осредненные температурные профили для решений при граничном условии первого (24.2) и второго (24.5) рода. Оба осредненных профиля оказываются почти тождественными: разница температур в поверхностном слое ( $z < 2\delta_k$ ) в них меньше 1,4%.

Осреднение профиля температуры при постоянном периоде эволюции  $\tau$  и постоянной температуре границы было получено в 1964 г. Л. Ховардом, и осредненный таким образом профиль называется профилем Ховарда (рис. 10).

Аналитический вид решений приведен ниже по Т. Лью и Н. Бусингеру (1975).

Осредненный (по времени) профиль при постоянной температуре поверхности

$$\frac{\bar{T} - T_w}{T_0 - T_w} = 4i^2 \text{erfc} \xi, \quad (24.6)$$

где  $4i^2 \text{erfc} \xi = (1 + 2\xi^2) \text{erfc}(\xi) - 2\pi^{-1/2} \xi e^{-\xi^2}$ .

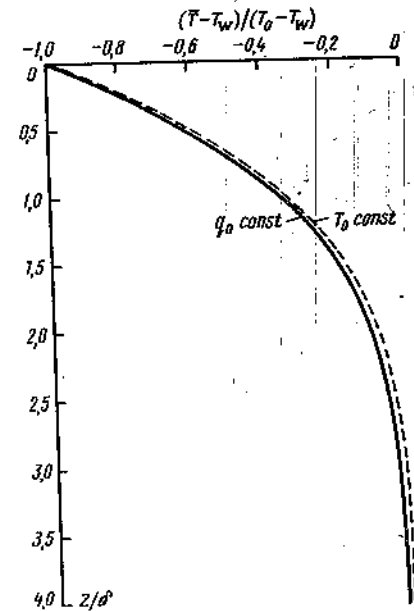


Рис. 10. Теоретические осредненные профили температуры при разных граничных условиях

Осредненный (по времени) температурный поток через поверхность

$$\bar{q}_0 = -2 \alpha (T_w - T_0) / (\pi k \tau)^{1/2}. \quad (24.7)$$

Осредненный (по времени) профиль при постоянном потоке тепла через поверхность

$$\frac{\bar{T} - T_w}{T_0 - T_w} = \pi^{1/2} \delta_i^3 \operatorname{erfc}(2z / 3\pi^{1/2} \delta_T), \quad (24.8)$$

где

$$\delta_i^3 \operatorname{erfc}(x) = \pi^{-1/2} e^{-x^2} (1+x^2) - (3/2+x^2)x \operatorname{erfc}(x).$$

Осредненная по времени температура поверхности  $\bar{T}_0$  и ее среднее отклонение от температуры объемной фазы воды  $T_w$  определяются выражением

$$\Delta \bar{T} = T_w - \bar{T}_0 = -\frac{4}{3\pi} \frac{q_0 (\pi k \tau)^{1/2}}{\alpha}. \quad (24.9)$$

Поток тепла через поверхность равен

$$q_0 = -\alpha \Delta \bar{T} / \left( \frac{4}{3\pi} \sqrt{\pi k \tau} \right),$$

где  $4 \sqrt{\pi k \tau} / 3\pi = \bar{\delta}$  — средняя приведенная толщина термической пленки;  $\sqrt{\pi k \tau} = \delta_m$  — максимальная приведенная толщина пленки, при которой происходит обрушение

$$\bar{\delta} \approx 0,4 \delta_m. \quad (24.10)$$

§ 25. Сравнение теоретического профиля температуры с наблюдениями

Первые мгновенные записи тонкой структуры температурного профиля на границе моря и атмосферы были выполнены в летние и осенние месяцы 1971 и 1972 гг. в тридцатимильной

прибрежной зоне Черного моря сотрудниками физического факультета МГУ (Хунджуа, Андреев, 1974). В дальнейшем схожие наблюдения проводились в Японском море географическим факультетом МГУ.

При обработке наблюдений Г.Г. Хунджуа и Е.Г. Андреев (1974) пришли к выводу, что вертикальный ход температуры в верхней части профиля (левая кривая 4 на рис. 11) хорошо аппроксимируется экспонентой

$$\bar{T} - T_0 = (T_w - T_0) (1 - e^{-z/\delta}), \quad (25.1)$$

где  $\delta$  — приведенная толщина температурной пленки.

Выражение (25.1) относится лишь к верхним миллиметрам воды. Наблюдения проводились при спокойной погоде и незначительном ветре ( $< 4$  м/с). Ниже (§ 28) приводится мнение о том, что такие условия характерны для свободной конвекции.

Профиль пересекает горизонт  $z = \delta$  в точке, где температурная аномалия составляет 37% от поверхностной  $\Delta T$ . Аномалия становится неразличимой на глубине  $3,7 \delta$ . Средняя приведенная толщина пленки колебалась днем от 1,6 до 2,0 мм, ночью — от 1,8 до 2,4 мм.

Выводы Хунджуа и Андреева были подвергнуты анализу Лью и Бусингером (1975), которые показали, что профиль Ховарда может трансформироваться в экспоненту при условии, если осреднение температуры во времени проводить при переменном значении периода эволюции профиля (период пульсаций  $\tau$ ). При этом необходимо положить, что вероятность сохранения профиля в момент  $t$ , отсчитываемый от предшествующего разрушения, уменьшается со временем по экспоненте

$$p(t) = e^{-t/\bar{\tau}}, \quad (25.2)$$

где  $\bar{\tau}$  — средний период эволюции (пульсаций).

Лью и Бусингер подставили весовую функцию (25.2), а также выражения переменной во времени температуры (24.2) и (24.5) в интеграл осреднения температуры по времени

$$\bar{T}(z) = \frac{1}{\bar{\tau}} \int_0^{\infty} e^{-t/\bar{\tau}} T(z, t) dt \quad (25.3)$$

и получили, что в обоих случаях (постоянная температура поверхности и постоянный тепловой поток) осредненный таким образом профиль имеет вид, найденный Хунджуа и Андреевым (25.1).

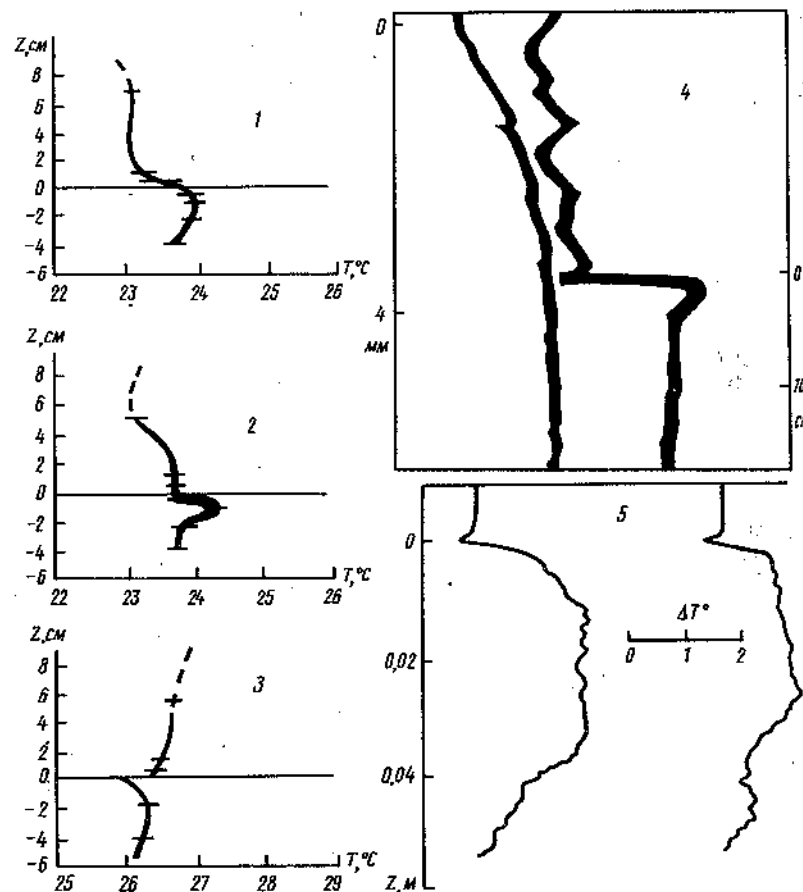


Рис. 11. Температурная структура поверхности вода - воздух: 1-3 - наблюдения в озерах термометрами (1940-1950-е годы, по Г.У. Роллю; 4 - регистрации самописцем в Черном море (по Г.Г. Хунджуа и Е.Г. Андрееву); 5 - регистрации самописцем в Японском море (по В.В. Шигаеву, С.Н. Дружинину, В.Л. Лебедеву)

Однако Лью и Бусингер обращают внимание на то, что использованная ими зависимость (25.2) предполагает вынужденный характер конвекции.

Большой объем лабораторных наблюдений за тонкой термической структурой воды у свободной поверхности был выполнен в Институте океанологии АН СССР группой исследователей под руководством К.Н. Федорова начиная с 1975 г. (А.И. Гинзбург, А.Г. Зацепин, К.Н. Федоров и др.) Эксперименты проводились

в теплоизолированном бассейне из оргстекла глубиной 0,35 м. Датчиком служил термистор с диаметром бусинки  $2 \cdot 10^{-4}$  м, постоянной времени 0,02 с. Термистор имел устройство для вертикального перемещения со скоростью  $0,2 \pm 0,3 \cdot 10^{-3}$  м/с в диапазоне  $2 \cdot 10^{-2}$  м. Отсчетные уровни измерений выбирались через  $0,1-0,2 \cdot 10^{-3}$  м.

В некоторых сериях опытов создавалась имитация внутриводной турбулентности с помощью мешалки и проводились обдув поверхности через раструб, установленный на уровне воды.

В результате получено, что мгновенное распределение температуры для разных моментов эволюции профиля почти полностью соответствует теоретической кривой (24.5). При оценке результатов надо иметь в виду малую скорость перемещения датчика температуры, которая требовала примерно 10 с на запись профиля высотой в 2-3 мм. Профили, осредненные по сериям последовательных наблюдений и учитывающие возмущающие воздействия конвекции, отличаются как от осредненных профилей Ховарда, так и (в еще большей мере) от экспоненциального профиля Хунджуа - Бусингера. Отличия состоят в более резком изгибе профиля Гинзбург - Федорова и наличии в его верхней части участка с линейным распределением температуры  $\delta_{\text{лин}}$ . Эти отличия возрастали при обдуве поверхности воды и включении мешалки.

В табл. 9 показаны следующие осредненные характеристики термической структуры:  $h$  - толщина охлажденного слоя, в котором температура изменяется по вертикали на величину  $0,97 \Delta T$ ;  $\delta_{\text{лин}}$  - толщина линейного слоя, где отклонения от линейного распределения температуры в пересчете на молекулярный поток тепла составляют не более 3%;  $\delta_{\text{ц}}$  - приведенная толщина температурного микрослоя. Скорость ветра приведена по измерениям на высоте около 2 см.

Таблица 9

Осредненные характеристики термической структуры (по Гинзбургу и др., 1977)

Показатели	Свободная конвекция	Обдув 0,5-0,8 м/с	Обдув 1-3 м/с	Включение мешалки
$h$ , мм	5-7	3-4	1-2	0,5-1,0
$\delta_{\text{лин}}$ , мм	0,4-1,0	1,0-2,0	0,6-1,2	0,5-1,0
$\delta_{\text{лин}}/\delta_{\text{с}}$ , %	20-40	60-80	80-90	100

Очень большое значение имеет вывод авторов о том, что при своей нестационарности и пульсирующей природе пограничного слоя в нем всегда сохраняется тонкий (до 1 мм) припо-

верхностный молекулярно-теплопроводный слой, который даже над областями зарождения гермиков содержит в себе по 50% среднего пограничного перепада температуры. Таким образом, профиль температуры по регистрациям на неподвижной вертикали ведет себя так, словно он не разрушается полностью по геотермии. Это связано с существенно трехмерной картиной конвекции, о чем будет сказано дальше (§ 27).

### § 26. Критическое число Рэлея в полуограниченной среде

Конвекция, вызываемая гравитационной неустойчивостью слоя жидкости, называется конвекцией Рэлея. Начало ее определяется критическим значением безразмерного числа Рэлея  $Ra$ , структура которого была получена Рэлеем в 1916 г. при исследовании воздействия малых возмущений температуры на устойчивость слоя.

$$Ra = g\alpha (\partial T / \partial z) h^4 / (k\nu), \quad (26.1)$$

где  $\alpha$  — коэффициент термического расширения;  $h$  — толщина слоя;  $k, \nu$  — коэффициенты молекулярной теплопроводности и молекулярной вязкости.

Критическое значение числа  $Ra$  зависит от граничных условий. Когда обе границы слоя свободные,  $Ra_{кр} \approx 657$  (величина, вычисленная Рэлеем); когда одна из границ свободная, а другая твердая,  $Ra \approx 1108$ ; когда обе границы твердые,  $Ra \approx 1400^1$ .

Исследование тонкой термической структуры слоя в опытах с конвекцией Рэлея показало, что он включает два пограничных подслоя: один у верхней границы и один у нижней. Толщина каждого из них  $h/2$ . Из названного факта был сделан вывод о том, что в случае, когда конвекция определяется одним пограничным слоем (например, конвекция в лабораторном бассейне или в естественном водоеме), в выражение (26.1) надо на место  $h^4$  ставить  $\delta^4 = (h/2)^4$ , в результате чего  $Ra$  уменьшится в 16 раз. Обозначим критическое значение числа Рэлея для конвекции в условиях одной пограничной поверхности через  $Ra_{кр}^*$  и пересчитаем приведенные выше критические значения. Мы получим 41; 69; 88. Может показаться, что к физическим условиям на свободной границе больше всего подходит первое значение. Однако оно получено теоретически из

<sup>1</sup> Это приблизительные величины: в литературе используются и несколько отличные значения (1190, 1500–1700 и др.).

попущения, что на свободной границе нет трения и возмущений температуры. В действительности есть основания полагать, что ближе всего условиям на свободной границе будет отвечать значение  $Ra_{кр}^* = 69$ .

Проверить это значение экспериментально не просто, так как нижняя граница одиночного пограничного температурного слоя не имеет четкого выражения, и это затрудняет ее определение. Попытаться определить  $Ra_{кр}^*$  можно косвенным путем. А.И. Гинзбург и К.Н. Федоров (1978) использовали путь определения  $Ra_{кр}^*$  с помощью безразмерного числа Нуссельта  $Nu$ , которое определяется как отношение двух потоков тепла:  $q_{\Sigma}$  — фактического суммарного потока тепла в воде через пограничный слой (при стационарном режиме  $q_{\Sigma} = q_0$  — суммарный поток тепла через поверхность раздела) и потока, вызванного молекулярной теплопроводностью. Считается, что в условиях термогравитационной конвекции  $Nu$  есть функция числа Рэлея

$$Nu = \frac{q_{\Sigma}}{\alpha \Delta T / \delta} = F(Ra). \quad (26.2)$$

При отсутствии гравитационной конвекции и фрикционного перемешивания  $Nu = 1$ .

Обработка многочисленных экспериментов с теплоотдачей на границе жидкости и твердого тела, когда толщина пограничного ламинарного слоя (и следовательно, величина  $Ra$ ) могла быть вычислена, привела к выводу, что функция  $F$  имеет вид

$$Nu = A Ra^n. \quad (26.3)$$

Были составлены таблицы значения постоянных  $A, n$ . Одно из первых таких обобщений сделано академиком М.А. Михеевым (1956). Для свободной конвекции при ламинарном режиме движения жидкости М.А. Михеев получил  $A = 0,54$ ;  $n = 1/4$ ; для свободной конвекции при турбулентном режиме движения —  $A = 0,135$ ;  $n = 1/3$ .

А.И. Гинзбург и К.Н. Федоров приняли по соображениям размерности

$$Nu = A Ra^{1/3}. \quad (26.4)$$

Раскрывая значения  $Nu$  и  $Ra$  в этой формуле, можно записать

$$q\delta\alpha^{-1}\Delta T^{-1}A(g\alpha\Delta T\delta^3)^{1/3}(k\nu)^{-1/3}, \quad (26.5)$$

откуда получим

$$\Delta T = A^{-3/4}(g\alpha c\rho\alpha^2/\nu)^{-1/4}q^{3/4}, \quad (26.6)$$

$$A = [(\Delta T)^4 g\alpha c\rho\alpha^2 / (\nu q^3)]^{-1/3}. \quad (26.7)$$

Из этих выражений константу  $A$  можно получить экспериментально. Отметим, что поскольку  $\Delta T$  и  $q$  оказываются в опытах величинами, флуктуирующими по нормальному закону, то  $A$  связывается с их средними (и, следовательно, наиболее вероятными значениями). По уравнению (26.7) и опытным данным для  $\Delta T$ ,  $q$  Гинзбург и Федоров получили для безразмерной константы значение  $A = 0,25$ . Далее авторы положили, что, хотя при критическом значении числа Релея значение числа  $Nu$  начинает возрастать, для начала конвекции может быть еще принято  $Nu = 1$ . Отсюда следует

$$Ra_{кр}^* = A^{-3} = 0,25^{-3} = 64. \quad (26.8)$$

Напомним, что при делении  $Ra_{кр}$  на 16 получилось очень близкое значение (69). Неполюта приведенного расчета состоит в том, что значение  $Ra_{кр}^*$  пока не привязано к определенной толщине  $\delta$ .

Подставляя  $A = 0,25$  в (26.6), найдем

$$\Delta T = 283 q^{3/4} \nu^{1/4} (g\alpha c\rho\alpha^2)^{-1/4}. \quad (26.8)$$

### § 27. Период свободной конвекции и ее механизм

Из решения классической задачи теплообмена через границу твердого тела (24.3) следует, что приведенная толщина пограничного слоя равна

$$\delta_n = (\pi k t)^{1/2} \quad (27.1)$$

Отсюда период эволюции температурной кривой от однородных условий до момента конвективной неустойчивости будет

$$\tau_3 = \delta_m^2 / \pi k, \quad (27.2)$$

где  $\delta_m$  — максимальная приведенная толщина, достигнутая к моменту завершения эволюции и температурной кривой и начала конвекции.

Запишем связь между критическим числом Релея и  $\delta_m$

$$Ra_{кр}^* = g\alpha\Delta T(\delta_m/2)^3 / \nu k. \quad (27.3)$$

Подставим  $\delta_m$  из (27.3) в (27.2)

$$\tau_3 = \frac{4}{\pi k} \left( \frac{Ra_{кр}^*}{g\alpha} \frac{\nu k}{\Delta T} \right). \quad (27.4)$$

Используем значение  $\Delta T$  из уравнения теплового потока на поверхности (24.3)

$$\Delta T = -q(\pi k \tau_3)^{1/2} / \alpha. \quad (27.5)$$

Подставим (27.5) в (27.4)

$$\tau_3 = C_3 (\nu c_p \rho / g\alpha |q|)^{1/2}; \quad C_3 = \frac{4}{\pi}^{3/4} Ra_{кр}^{*1/2} = 0,90 Ra_{кр}^{*1/2} \quad (27.6)$$

Используя значения  $Ra_{кр}^* = 41; 69; 88$  (§ 26), найдем значения  $C_3 = 5,8; 7,5; 8,4$ . Учитывая, что по литературным данным время эволюции составляет около 75% полного периода пульсаций, получим  $C = 7,5; 10,0; 11,3$ . Как отмечалось в § 26, среди исходных значений  $Ra_{кр}^*$  наиболее близко к условиям задачи подходит значение 69. Отсюда найдем для полного периода пульсаций



Ф. Ло Фостера  

$$\tau = c(\nu C_p \rho / g \alpha |q|)^{1/2} = 10,0(\nu C_p \rho / g \alpha |q|)^{1/2}. \quad (27.7)$$

Написанное выражение очень близко к тому, которое получено немного другим путем (с использованием  $A = 0,25$ ) Гинзбург и Федоровым (1978) и подтверждено экспериментами. У этих авторов коэффициент  $C$  оказался равен 10,2. Впервые формула (27.7) с коэффициентом  $C = 14$  была опубликована в 1971 г. Т.Фостером, в связи с чем ее называют формулой Фостера.

Подставив формулу Фостера (27.7) в формулу (24.9) осредненной по времени температуры поверхности, по Лью и Бусингеру, мы найдем

$$\Delta \bar{T} = M q^{3/4} (g \alpha c_p \rho^2 / \nu)^{1/4} = 2,38 q^{3/4} (g \alpha c_p \rho^2 / \nu)^{1/4}. \quad (27.8)$$

Значение коэффициента 2,38 получается при  $C = 10$ , если же положить  $C = 14$ , то коэффициент увеличится до 2,81. Формула (27.8) выводится и другим путем через константу  $A$ . При  $A = 0,25$   $M = 2,83$  (8 26).

Формула (27.7) получается в рамках представлений о чисто локальном, одномерном механизме пульсаций: температурный профиль эволюционирует от однородного состояния до стадии неустойчивости, разрушается конвекцией, возвращается к однородному виду и цикл повторяется. Если бы такая схема конвекции действительно имела место, то она принципиально отличалась бы от картины, наблюдаемой в тонких слоях жидкости и получаемой для этих слоев в теоретических моделях начиная с Рэлея. Вывод из моделей и наблюдений состоит в том, что в подверженном конвекции слое жидкости быстро достигается пространственная согласованность вертикальных движений. Согласованность выражается в том, что погружение охлажденной жидкости происходит не изолированными термиками, а концентрируется в пересекающихся или квазипараллельных полосах и струйках, которые образуют в горизонтальном плане меняющийся и подвижный узор, принимающий при определенных условиях вид сетки из шестигранных ячеек.

В.С. Бердников и А.Г. Кирдяшкин (1979) на основании лабораторных опытов и критического обзора литературных источников пришли к выводу, что конвективный узор имеет случайный характер и возникновению полигональных ячеек способствуют визуализирующие добавки твердой взвеси, которые создают центры конвекции, или термокапиллярный эффект, или нестационарность.

Важным моментом в развитии представлений о механизме конвекции на свободной поверхности воды стали опыты, проведенные в Институте океанологии АН СССР А.И. Гинзбург с соавторами, с визуализацией процесса теньвым методом (1981).

На рис. 12, сделанном по теньвым фотографиям поверхности, видна термическая структура конвекции. Картина зависит от изменения показателя преломления света при изменении плотности воды. На ней виден конвективный узор вблизи поверхности.

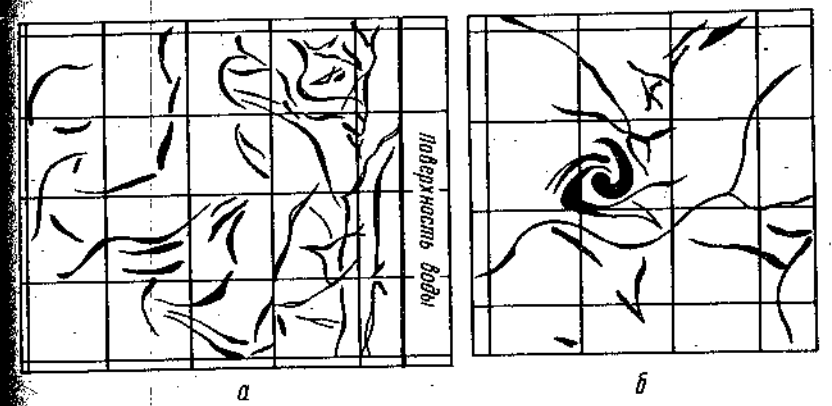


Рис. 12. Мгновенная термическая структура воды при конвекции: а - вид сбоку, б - вид сверху. Ячейка сетки 2x2 см<sup>2</sup>,  $Ra \sim 2 \cdot 10^7$  (по А.И. Гинзбург, С.Н. Дикареву, А.Г. Зацепину, К.Н. Федорову)

ти, где сосредоточен градиент плотности. Линии рисунка соответствуют поверхностям, вдоль которых опускается охлажденная вода. Свободная поверхность вдоль этих линий вогнута. При турбулентной конвекции линии конвергенции беспорядочно перемещались со средней скоростью около 1 мм/с. Некоторые из них исчезали, другие образовывались. Предполагается, что охлажденная вблизи поверхности вода сдвигается конвергентно к этим линиям и опускается затем вдоль них. В местах пересечения линий нередко возникали вихревые закручивания воды и погружение ее в виде вихревых трубок или отдельных объемов.

Сбоку элементы конвекции видны как наклонные полосы, часто имеющие грибообразную форму на конце. Прослеживается многоступенчатая структура полосок. В первом слое толщиной около 1 см полосы ориентированы полого. На второй ступени их наклон возрастает и погружение осуществляется на глубину около 2 см. На третьей ступени оно составляет около 3 см. Вблизи дна наклон конвективных полос снова начинает принимать горизонтальную ориентацию.

При прохождении элементов конвекции через датчик температуры, расположенный на глубине около 3 мм, на ленте самописца регистрировалось резкое понижение температуры. Длительность понижений соответствовала времени перемещения элемента через датчик. Таким образом, период пульсации температуры (иначе временной масштаб конвекции) зависит от числа линий конвергенции и скорости их перемещения. Обе эти величины определяются тепловым потоком через свободную поверхность. Регулярного циклического нарастания и разрушения пограничного слоя вблизи свободной поверхности не происходит. Отток от свободной поверхности в глубину охлажденной воды протекает непрерывно, в основном вдоль перемещающихся в пространстве вертикальных и наклонных поверхностей опускания. Механизм, управляющий процессом формирования и разрушения линий схождения и опускания в пограничном слое, пока еще неясен (Гинзбург и др., 1981).

Таким образом, рассмотренная раньше одномерная модель Фостера не дает правильной феноменологической картины конвекции. Однако численные предсказания модели соответствуют наблюдениям. Это связано с тем, что в модели использованы параметры, соответствующие критическому значению числа Рэлея и фактическому значению потока тепла через поверхность.

### § 28 Термокапиллярная конвекция Марангони. Термодиффузия Соре

На свободной границе воды результирующая сила молекулярного притяжения направлена в толщу жидкости по нормали к поверхности. В результате этого часть молекул покидает поверхностный слой и оказывается притопленной в толщу воды, горизонтальное расстояние между оставшимися на поверхности молекулами становится увеличенным, а плотность воды — пониженной. Это понижение в чистой воде на границе с инертной атмосферой достигает 25% (рис. 13). Оно охватывает зону  $\sim 10^{-9}$  м, на которую простирается сила притяжения одной молекулы, т.е. приблизительно 10 молекулярных слоев (пленка поверхностного натяжения). Толщина пленки зависит от температуры. Влияние пленки на структурную упорядоченность воды распространяется на область примерно в 100 раз большую (Хорн, 1972).

Увеличение горизонтального расстояния между молекулами приводит к тому, что силы межмолекулярного притяжения стремятся сократить площадь поверхности. Поэтому пленку поверхностного натяжения сравнивают с растянутой резиной. Различие состоит в том, что при сокращении резиновой пленки сжимающая ее сила уменьшается, в то время как величина поверхностного натяжения жидкости остается в аналогичных условиях неизменной, поскольку по мере сокращения поверхности в глубь

жидкости втягиваются новые молекулы и расстояние между ними на поверхности не изменяется. Если бы пленка поверхностного натяжения была однородной, то величину силы поверхностного натяжения можно было бы получить, умножив площадь вертикального сечения пленки (единичной длины) на силу взаимного притяжения молекул. Получаемая величина в связи с неоднородным состоянием пленки оказывается несколько больше силы поверхностного натяжения (для воды примерно на 30%).

Когда в пленку попадают молекулы или ионы растворенного вещества, обладающие повышенной силой межмолекулярного притяжения, их присутствие повышает силу поверхностного натяжения. Однако эти молекулы и ионы сильнее, чем другие, притягиваются объемной фазой

воды и покидают поверхность. Иначе обстоит дело с молекулами, понижающими поверхностное натяжение воды. Концентрация таких молекул на поверхности уменьшает потенциальную энергию системы и тем самым приводит ее в устойчивое состояние. Сила поверхностного натяжения возрастает с понижением температуры. Поэтому при охлаждении жидкой поверхности возникает дополнительная потенциальная энергия и появляется связанная с нею термокапиллярная неустойчивость. Ее величина (число Марангони) была определена примерно на 40 лет раньше, чем критерий термогравитационной неустойчивости (число Рэлея). Сравним вид и критическое значение двух чисел (Рэлея и Марангони) для слоя жидкости толщиной  $h$ , ограниченного сверху свободной поверхностью и снизу твердой

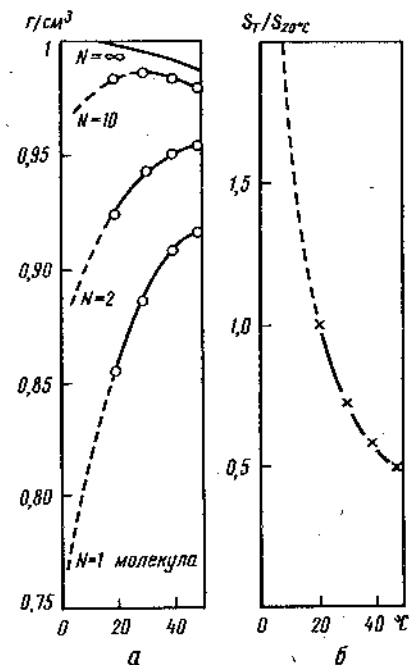


Рис. 13. Изменение плотности воды с приближением к поверхности (а) и толщина поверхностного микрослоя (б) (по В.Н. Хабарову)

$$Ra_{\text{кр}} = g\alpha(\partial T/\partial z)h^4/k\nu = 1108, \quad (28.1)$$

$$M_{кр} = -(\partial\sigma/\partial T) |\partial T/\partial z| h^2 / \rho k \nu = 80. \quad (28.2)$$

Принципиальное отличие критерия Марангони состоит в множителе  $\partial\sigma/\partial T$ , где  $\sigma$  - поверхностное натяжение.

Чтобы найти толщину слоя  $h_0$ , при которой оба критерия имеют критическое значение, надо составить равенство

$$Ra_{кр} \cdot 80 = M_{кр} \cdot 1108, \quad \text{откуда получается}$$

$$h_0 = [-(\partial\sigma/\partial T)(\rho g a)^{-1} 1108/80]^{1/2}. \quad (28.3)$$

При  $h < h_0$  термокапиллярная неустойчивость наступает раньше, чем термогравитационная, при  $h > h_0$  - позднее. Для воды  $h_0 \sim 2,5$  см. Обе конвекции могут развиваться параллельно; при этом термокапиллярная должна охватывать самый верхний слой.

Лабораторные опыты не подтвердили существования в воде конвекции Марангони. Ее не удалось наблюдать при толщине слоя меньше 1 см и величине критерия Рэлея  $\sim 10^7$ . Доказательство отсутствия этой конвекции А.И. Гинзбург с соавторами видит в том, что тонкая структура термического пограничного слоя вблизи свободной поверхности и жесткой границы подобны и характеристики теплообмена через свободную водную поверхность практически не отличаются от таковых через жесткую границу. Сходство конвекции у твердой и свободной границы объясняется тем, что термогравитационная конвекция не затрагивает пленки поверхностного натяжения. Отсутствие в этой пленке конвекции Марангони они объясняют тем, что вода, всегда адсорбирующая в большом количестве ПАВ и пыль на своей поверхности, хорошо защищена от термокапиллярных эффектов именно этим самым ПАВ (Гинзбург и др., 1981).

Результаты этих опытов уменьшают вероятность проявления конвекции Марангони в естественных водоемах, но не исключают ее совершенно. Обратимся к физической схеме этой конвекции. Надо предположить, что в неустойчиво стратифицированной жидкости существует спектр случайных гармонических колебаний характеристик воды. Для определения начала конвекции надо найти такие колебания, которые получают дополнительный приток энергии: из потенциальной энергии стратификации в конвекции Рэлея и из энергии поверхностного натяжения в конвекции Марангони. В задаче, решенной Рэлеем, было постулировано, что случайные колебания не затрагивают границ жидкого слоя. Для термокапиллярной конвекции требуется иное условие: флуктуации характеристик воды должны нарушить пленку поверхностного натяжения так, чтобы теплая вода в какие-то моменты и в каких-

то точках появлялась на поверхности. Поскольку пятно теплой воды имеет меньшее поверхностное натяжение, чем окружающая холодная вода, на границе пятна возникнут радиальные силы, направленные на то, чтобы удержать пятно на поверхности и расширить его площадь. Это растекание может привести к возникновению под пятном конвективной струйки, поставляющей теплую воду к поверхности. Естественно, что по причине неразрывности одновременно возникнет и компенсационный отток холодной воды во внутреннюю область жидкости.

Итак, вопрос о конвекции Марангони - это вопрос о выходе температурных возмущений на поверхность и о препятствиях, которые окажут загрязняющие вещества растеканию этой воды. Наблюдения у твердой стенки показывают, что в движущейся жидкости отдельные турбулентные возмущения ощущаются на самой границе. Температурные флуктуации регистрируются и на свободной поверхности воды, точнее на этом приближении к поверхности, которое может быть зарегистрировано радиометрами. В то же время присутствие на поверхности ПАВ приведет к изменению направления действующих на пятно сил таким образом, что они будут сокращать и утапливать пятно под слой ПАВ. Отсюда встает вопрос о возможности растекания теплого пятна на нижней границе слоя ПАВ, где также имеется, хотя и значительно ослабленное, поверхностное натяжение воды. Что касается лабораторных наблюдений за конвекцией Марангони, то их, видимо, целесообразно проводить в условиях значительной динамической активности воды и воздуха, способствующих появлению температурных аномалий на поверхности.

Теоретические расчеты влияния конвекции Марангони (в предположении, что она может иметь место) на температуру поверхности были опубликованы С.В. Кирьяновым (1983). Согласно Кирьянову, при развитии конвекции Марангони критический вертикальный градиент температуры на поверхности моря должен определяться критическим значением числа Марангони и составлять 0,5 град/см. В том случае, когда конвекция Марангони подавлена присутствием загрязняющих веществ, критический градиент температуры должен определяться критическим значением числа Рэлея и составлять 2 град/см.

Значительный градиент температуры в поверхностной пленке имеет своим следствием термическую диффузию растворенных солей. В первоначально однородном растворе появление температурного градиента вызывает миграцию соли в направлении этого градиента (поток  $S_{ore}$ ). Перенос продолжается до тех пор, пока не установится равновесный градиент концентрации и встречная диффузия, вызванная этим градиентом, не уравновесит поток  $S_{ore}$ . Равновесное соотношение между градиентом температуры и солёности определяется формулой

$$\frac{ds}{dz} = -S_T S(1-S) \frac{dT}{dz}, \quad (28.4)$$

где  $S_T$  — коэффициент Соре (коэффициент термической диффузии солей).

Согласно Д. Калдуэллу, величина коэффициента для 0,5 нормального раствора NaCl определяется формулой

$$S_T = 10^{-3} [-1,232 + 0,1128 T - 0,000877 T^2] \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ (28.5)}$$

Отсюда следует, что  $S_T$  изменяет знак при  $12^\circ\text{C}$ : ниже этой температуры термическая диффузия соли направлена от холодной воды к теплой, а выше — наоборот. Океанологическое значение этого феномена рассмотрено в нескольких работах Г. Верониса (1965; и др.)

### § 29. Переход к вынужденной конвекции

Вынужденной называется конвекция, при которой переход объемов воды от поверхности в глубину определяется динамической неустойчивостью. Эта неустойчивость возникает за счет трения на граничной поверхности и значительного градиента скорости около границы. В результате локальной динамической неустойчивости возникают периодические выбросы ("извержения") объемов жидкости в направлении от границы во внутреннюю область потока. У твердой границы в вязком пограничном слое движущейся жидкости образуются вращающиеся тела в виде расположенных горизонтально поперек течения жгутов, которые по мере движения вдоль потока постепенно заглубляются и утончаются.

Толщина вязкого (ламинарного) слоя определяется формулой

$$\delta_y \sim y_\delta^+ \nu / u_* \text{ , (29.1)}$$

где  $u_*$  — скорость трения в воде,  $y_\delta^+$  — безразмерное расстояние, принятое в опытах (С. Клайн и др., 1969) равным 7

$$y_\delta^+ = \delta_y u_* / \nu \sim 7.$$

Выходя за пределы вязкого микрослоя, в зоне  $y^+ = 8 \div 12$  жгуты вибрируют. Вибрация усиливается с подъемом и завершается взрывообразным распадением жгута. Большинство распадений происходит в зоне  $10 < y^+ < 30$ , называемой зоной генерации турбулентности. Зарождение жгутов наблюда-

лось на расстоянии от твердой границы  $y^+ = 0 \div 0,15$ . Среднее горизонтальное расстояние между жгутами примерно в 15 раз превосходит толщину вязкого микрослоя.

Средний период локальных возмущений микрослоя, связанных с выносом жгутов, определяется формулой, основанной на соотношениях размерности

$$\tau_B = B \nu / u_*^2 \text{ , (29.2)}$$

где  $B$  — коэффициент, изменяющийся у твердой границы в пределах 100-500 и связанный со скоростью свободного потока через число Рейнольдса, включающее некоторый внешний масштаб  $l$  (Баренблатт, 1982 и др.)

$$B = B(Re) = B(u l / \nu) \text{ . (29.3)}$$

Имеются эмпирические выражения для определения  $B(Re)$ , в которых за внешний масштаб принимается "толщина потери импульса"  $\delta^*$ , т.е. разность между толщиной пограничного слоя вязкой жидкости и меньшей толщиной слоя невязкой жидкости при условии, что проинтегрированная по вертикали кинетическая энергия двух слоев одинакова. По наблюдениям у твердой стенки

$$B = 0,65 (u \delta^* / \nu)^{0,73} \text{ . (29.4)}$$

Было бы очень удобным, полагая в первом приближении  $l, \nu$  постоянными, выразить  $B$  для жидкой границы через скорость ветра. Такая попытка была сделана при обработке экспериментальных наблюдений за скоростью газообмена (Савенко, Лебедев, 1984). Оказалось, что наблюдения хорошо совпадают с теорией газообмена, если принять

$$B = 200 w_{10 \text{кр}} / (w_{10} - w_{10 \text{кр}}) \text{ при } w_{10} > w_{10 \text{кр}} \text{ , (29.5)}$$

где  $w_{10}$  — скорость ветра на высоте 10 м;  $w_{10 \text{кр}}$  — критическая скорость ветра, принятая равной 5 м/с.

Вопрос о границе между свободной и вынужденной конвекцией составляет тему исследований. При решении задач тепло- и газообмена значение скорости ветра, разделяющее два режи-

ма конвекции, надо знать для того, чтобы судить о границах применимости разных моделей.

Такие исследования применительно к определению аномалии температуры на поверхности выполнены А.И. Гинзбург и К.Н. Федоровым (1978), а применительно к периоду пульсаций — В.Н. Кудрявцевым и Г.Л. Лучником (1979).

А.И. Гинзбург и К.Н. Федоров путем лабораторных опытов исследовали отношение

$$\Delta \bar{T}_0 / \Delta \bar{T}_{00} = m, \quad (29.6)$$

где  $\Delta \bar{T}_0$  — средняя аномалия температуры поверхности в условиях обдува ветром,  $\Delta \bar{T}_{00}$  — средняя аномалия температуры поверхности без обдува ветром, но при той же величине потока тепла через поверхность, что и при обдуве.

Результат прямых измерений величин в лабораторном бассейне представлен на рис. 14. Оказалось, что существует критическая полоса скорости ветра, в которой величина  $m$  резко изменяется от 1 по 0,36. Значения скорости ветра в этой полосе таковы:

$w_{10} \approx 5,6 \div 6,9 \text{ м/с};$   
 $w_{0,02} \approx 2 \div 2,5 \text{ м/с};$   
 $w_* \approx 0,20 \div 0,25 \text{ м/с}.$

Изменение режима конвекции авторы объясняют увеличением крутизны капиллярных волн и турбулизации волной среды. Однако количественные оценки этих процессов в названных опытах не проводились. Из опытов авторы делают вывод о том, что до наступления критической полосы скорости ветра аномалия температуры подчиняется уравнению свободной конвекции, в которых  $\Delta T \propto q^{3/4}$  (26.8), (27.8).

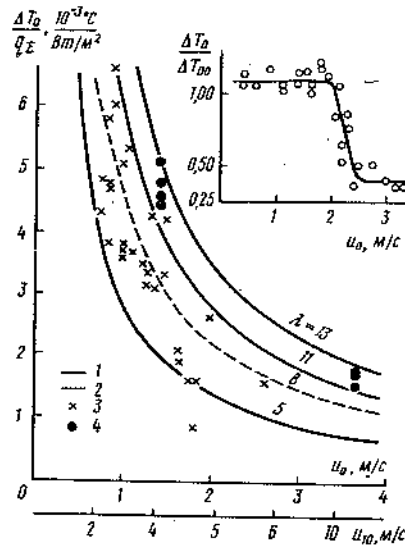


Рис. 14. Аномалии температуры поверхности воды при ветре  $\Delta T_0$  и без ветра  $\Delta T_{00}$  (по А.И. Гинзбургу, К.Н. Федорову): 1 — Сауннерс, 1967; 2 — Хассе, 1971; 3 — по АН СССР, 1975; 4 — Пательсон, Паркер, 1972.

В.Н. Кудрявцев и Г.Л. Лучник решали задачу о переходе режима пульсаций от формулы, полученной для свободной конвек-

ции (27.7), к формуле для вынужденной конвекции (29.2). Они положили, что при некоторой критической скорости ветра обе формулы должны дать одинаковое значение периода. Приравнявая обе формулы, получим

$$B \frac{\nu}{u_*^2} = 10 \left( \frac{\nu \rho c_p}{\alpha g |q|} \right)^{1/2}, \quad (29.7)$$

$$u_*^{kp} = (0,1B)^{1/2} \left( \frac{\alpha g |q| \nu}{\rho c_p} \right)^{1/4}. \quad (29.8)$$

Используя условие равенства трения воды и воздуха на границе

$$\tau_w = \tau_a, \rho_w u_*^2 = \rho_a w_*^2, u_* = w_* (\rho_a / \rho_w)^{1/2}, \quad (29.9)$$

перепишем (29.8) в виде

$$w_*^{kp} = (0,1B)^{1/2} (\rho_w / \rho_a)^{1/2} \left( \frac{\alpha g |q| \nu}{\rho_w c_p} \right)^{1/4}. \quad (29.10)$$

Подставляя  $B=500$  (максимальное из приводимых в литературе значений для твердых стенок), В.Н. Кудрявцев и Г.Л. Лучник получают

$$w_*^{kp} = 2 (\rho_w / \rho_a)^{1/2} q^{1/4}; u_*^{kp} = 2 q^{1/4}. \quad (29.11)$$

Подставляя в (29.11) значения теплового потока из опытов А.И. Гинзбург и К.Н. Федорова, найдем, что  $w_*^{kp} = 15,1 \div 18,5 \text{ см/с}$ . Приблизительный пересчет этих значений на горизонт 10 м дает  $w_*^{kp} = 4,2 \div 5,2 \text{ м/с}$ . Пересчет осуществляется по формуле

$$w_{10} = w_* / \sqrt{C_{10}} \approx 28 w_*, \quad (29.12)$$

где  $C_{10} \approx 1,3 \cdot 10^{-3}$  — коэффициент сопротивления водной поверхности.

Означают ли выводы В.Н. Кудрявцева и Г.Л. Лучника, что при вынужденной конвекции охлаждение перестает влиять на период пульсаций и для его определения достаточно использовать формулу (29.2)? Видимо, нет. При расчете скорости газообмена через поверхностную пленку В.С. Савенко (1984) ввел выражение для эффективного времени жизни поверхностной пленки, когда осуществляется совместное действие свободной и вынужденной конвекции. Обозначим  $n_c$  и  $n_B$  количество обновлений пленки за единицу времени в результате свободной и вынужденной конвекции. Очевидно, что  $n_c = 1/\tau_c$  и  $n_B = 1/\tau_B$ . Эффективное время жизни пленки принимается обратно пропорциональным общему числу обновлений

$$\tau_{\text{эф}} = \frac{1}{n} = \frac{\tau_c \tau_B}{\tau_c + \tau_B} \quad (29.13)$$

Значения  $\tau_c$  вычисляются по формуле (27.7).

### § 30. Простая модель температурной аномалии при ветре

Выше было рассказано о большой сложности и неполной физической ясности механизма ветрового воздействия на поверхностную аномалию температуры моря. Надо ожидать, что продолжение исследований приведет к созданию адекватных моделей процесса. Пока развитие моделей поверхностной аномалии в условиях ветра шло по пути уточнения модели П. Саундерса. Эта простая модель была выдвинута как гипотеза, для проверки справедливости которой первоначально имелось очень мало данных. Свои логические построения П. Саундерс начинает с того, что напряжение ветра на водной поверхности  $\tau$  можно разделить на фрикционную компоненту  $\tau'$ , действующую тангенциально к водной поверхности, и волновую компоненту  $\tau''$ , определяемую корреляцией между локальным давлением и наклоном уровня. "В соответствии с этим мы предполагаем существование у поверхности океана тонкой квазиламинарной зоны, в которой фрикционная компонента напряжения ветра передается вязкостью" (Saunders, 1967).

Если средняя толщина квазиламинарной пленки  $\delta$  зависит только от вязкого напряжения  $\tau'$ , кинематической вязкости  $\nu$  и плотности воды  $\rho_w$ , соображение размерности приводит к соотношению

$$\delta \sim \nu / (\tau' / \rho_w)^{1/2} \quad (30.1)$$

Предполагается, что с вязким слоем  $\delta$  сосуществует зона, в которой поток тепла передается главным образом молекулярной проводимостью. Поскольку отношение кинематического коэффициента молекулярной вязкости  $\nu$  к коэффициенту молекулярной теплопроводности  $k$ , называемое числом Прандтля, больше единицы ( $Pr = \nu/k = \delta \div 13$ ), кондуктивный слой тоньше вязкого. Отношение между ними  $(k/\nu)^{1/2} \sim 1/2$ .

Если предположить, что температура внутри кондуктивного слоя меняется линейно, то поток тепла через слой равен

$$q_T \sim -\alpha \Delta T / \delta_k, \quad (30.2)$$

где  $\Delta T$  - разность температур на границах слоя;  $\delta_k$  - приведенная толщина кондуктивного слоя (см. § 23).

Если ввести коэффициент  $\lambda$ , который учитывает различия между  $\delta_k$  и  $\delta$ , а также между  $\tau$  и  $\tau'$ , то (30.1) и (30.2) можно приравнять с помощью этого коэффициента друг другу

$$\lambda \nu / (\tau / \rho)^{1/2} = \alpha k \Delta T / q_T \quad (30.3)$$

Отсюда получаем формулу Саундерса для аномалии температуры поверхности

$$\Delta T = \lambda \frac{\nu q}{\alpha (\tau / \rho)^{1/2}} \quad (30.4)$$

Отмечая, что  $\Delta T$  принимает, как правило, отрицательные значения, П. Саундерс писал, что океан обычно бывает покрыт холодной пленкой ("cool skin").

Формула Саундерса может быть преобразована к более простому виду, но без потери точности это можно сделать лишь для фиксированной температуры. Учитывая, что  $\tau = \rho_a C_{10} W_{10}$  (где  $\rho_a$  - плотность воздуха;  $C_{10} \approx 1,3 \cdot 10^{-3}$  - коэффициент сопротивления водной поверхности), для температуры воды  $20^\circ$  будем иметь

$$\Delta T = 1,3 \cdot 10^{-3} \lambda q_\Sigma / C_{10} \quad (\text{Вт, м, с}). \quad (30.4a)$$

Одновременно с формулой для  $\Delta T$  П. Саундерс получил и формулу для аномалии солености в поверхностном микрослое.

Определим диффузный поток соли через квазиламинарную пленку формулой

$$q_s = -D \frac{\Delta S}{\delta_D}, \quad (30.5)$$

где  $\delta_D$  — приведенная толщина слоя молекулярной диффузии;  $D$  — коэффициент молекулярной диффузии,  $\Delta S = S_0 - S_s$  — аномалия солености.

Введем два условия: 1) молекулярный отток солей по формуле (30.5) компенсирует в стационарных условиях увеличение солености, вызванное испарением с поверхности пресной воды, т.е.  $q_s = S_s E$ , где  $E$  — скорость потери воды при испарении; 2) приведенная толщина молекулярно-диффузионного слоя связана с приведенной толщиной кондуктивного слоя соотношением  $\delta_D = c \delta_k (D/k)^{1/3}$ , где  $c$  — теплоемкость.

Используя эти условия, перепишем (30.5):

$$S_s E = -D \frac{\Delta S}{c \delta_k (D/k)^{1/3}} = -\left(\frac{D}{k}\right)^{2/3} \frac{\Delta S k}{\delta_k}. \quad (30.6)$$

Теперь по образцу равенства (30.3) приравняем значения  $\delta_T$  из (30.6) и  $\delta_v$  из (30.1)

$$\lambda_v / \alpha_* = -\left(\frac{D}{k}\right)^{2/3} \frac{\Delta S k}{SE}, \quad (30.7)$$

отсюда

$$\Delta S = -\lambda \left(\frac{k}{D}\right)^{2/3} \frac{c v E}{k W_*} S. \quad (30.8)$$

П. Саундерс, опираясь на немногие наблюдения величины, предположил, что величина  $\lambda$  лежит между 5 и 10. Отсюда он нашел, что типичная аномалия температуры поверхности должна составлять в тропических и субтропических областях величину 0,2–0,3°, а в средних широтах в зимние месяцы и у западных берегов океана она может достигать 1° (при  $\lambda = 7$ ).

Относительное увеличение солености в пленке за счет испарения не должно превышать, по П. Саундерсу, 2% от  $S$ .

П. Саундерс обратил внимание на то, что  $\Delta T$  должно возрастать с уменьшением скорости ветра. Это связано с тем, что тепловой поток, стоящий в числителе формулы (30.4), содержит члены, зависящие от скорости ветра (скрытый поток тепла  $EL$  и контактный теплообмен  $P$ ), и член, не зависящий от ветра ( $R$  — эффективное излучение). В знаменателе стоит корень квадратный из напряжения трения, т.е. величина, пропорциональная скорости воды. Поэтому при уменьшении ветра относительная роль эффективного излучения возрастает. Если же измерения проводить в лаборатории, где  $R \sim 0$ , то модель должна давать постоянное значение  $\Delta T$ , что и получилось в опытах А.М. Гинзбург и К.Н. Федорова (см. § 29).

Проверке формулы П. Саундерса (30.4) было посвящено несколько работ. В 1971 г. Л. Хассе (Hasse) изменил запись формулы на следующую:

$$-\Delta T = C_1 \frac{q}{W} + C_2 \frac{Q}{W} \approx c \frac{q_\Sigma}{W}, \quad (30.9)$$

где  $Q$  — проникающий в воду поток коротковолновой радиации,  $W$  — скорость ветра на высоте 2–4 м.

Основываясь на серии из 134 морских определений  $\Delta T$ , в которых температура поверхности  $T_0$  принималась равной потенциальной температуре воздуха в приводном слое, а скорость ветра менялась от 1,45 до 11,35 м/с, Л. Хассе составил таблицы значений  $C_1$ ,  $C_2$  для разных горизонтов определения подповерхностной температуры  $T_w$ .

Его окончательная формула интерпретируется следующим образом:

$$\Delta T_{0,35} = 92 q_\Sigma / W_{10}, \quad (30.10)$$

где  $\Delta T_{0,35}$  — разность температур на горизонтах 0±0,35 м;  $q$  в кал/(см<sup>2</sup>·мин);  $W_{10}$  — скорость ветра на высоте 10 м в м/с (при переходе к записи (30.4)  $\lambda = 8$ ).

Результаты П. Саундерса, Л. Хассе, а также лабораторные опыты 1972 г. Паульсена и Паркера (Paulson, Parker) были объединены А.И. Гинзбург и К.Н. Федоровым (1977) на графике (см. рис. 14). Там же учтены лабораторные опыты самих этих авторов, согласно которым среднее значение  $\lambda = 9,3$  при коэффициенте корреляции 0,9.

График показывает, что величина коэффициента пропорциональности  $\lambda$  не остается постоянной, а изменяется в пределах 5–13.

Дальнейшие лабораторные исследования А.И. Гинзбург и К.Н. Федорова привели авторов к выводу, что эти изменения имеют сложную закономерность: в диапазоне  $w_{10} \approx 1,8 \div 7,6$  м/с формула Саундерса справедлива лишь в среднем при значительном разбросе значений коэффициента  $\lambda$ .

Значительно лучшую согласованность с моделью Саундерса показали измерения, опубликованные в 1979 г. Уизли (Wesely). Они выполнены в открытом бассейне площадью более 5 км<sup>2</sup>. В этих измерениях температура поверхности определялась инфракрасным радиометром, а температура на глубине 2-5 см — термометром. Кроме того, перепад температуры в поверхностной пленке регистрировался с помощью радиометра при искусственном разрушении пленки путем перемешивания воды. Измерения проводились при скоростях ветра от 3 до 8,5 м/с. Было выполнено 64 серии по 5-10 определений. Волны присутствовали во всех опытах. Аномалия температуры воды на поверхности колебалась от 0,3 до 1,5° и возрастала с уменьшением скорости ветра, что закономерно в условиях эффективного излучения под открытым небом (см. выше). При анализе результатов констатируется, что величина  $\lambda$  в формуле Саундерса плавно повышалась с ростом температуры воды от 6 до 7, но не зависела от скорости ветра.

Экспедицией географического факультета МГУ в Японском море (июль — август 1980 г.) было получено около 600 регистраций температурного профиля поверхностной пленки при различных метеорологических условиях (Шигаев и др., 1982). Обработка материалов позволила получить следующую формулу в рамках модели Саундерса:

$$\Delta T = 0,24 + 4,58 \cdot 10^{-3} q_{\Sigma} / w_{10}. \quad (30.11)$$

Формула получена по массиву из 460 наблюдений, проведенных при достаточно выраженной холодной пленке (скорость ветра не превышала 4,1 м/с).

Для 120 случаев регистрации туманов материалы были обработаны отдельно и дали формулу

$$\Delta T = 0,39 + 4,05 \cdot 10^{-3} q_{\Sigma} / w_{10}. \quad (30.12)$$

Формулы Шигаева (30.11) — (30.12), экстраполированные на более значительные скорости ветра, были использованы для построения карт среднемесячных температурных аномалий, вносимых пленкой на акватории Атлантического океана (рис. 15).

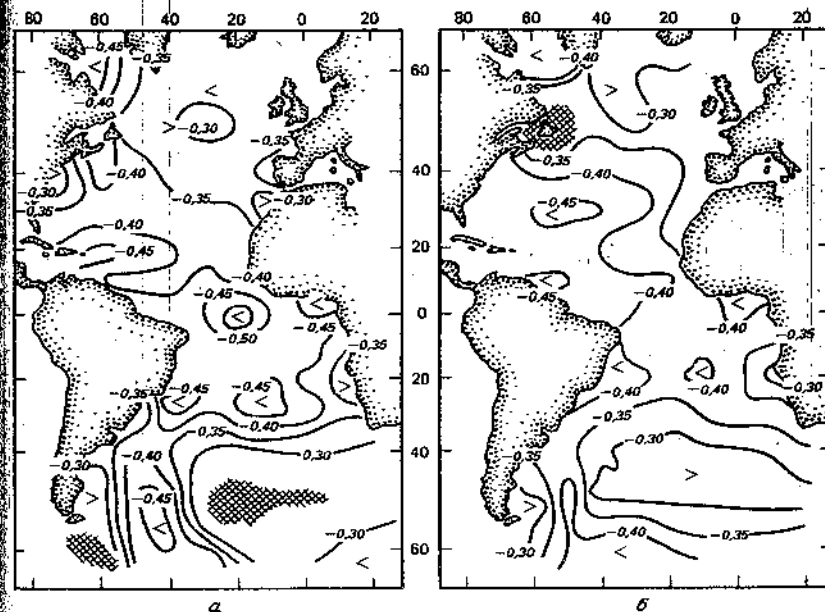


Рис. 15. Карты рассчитанных среднемесячных температурных аномалий поверхности океана: а — февраль, б — август (по В.В. Шигаеву, В.Л. Лебедеву, 1984)

### § 31. Учет капиллярных волн

Принципиальную особенность в основы построения формулы для аномалии температуры поверхности внес Р. Хилл (1972), который сделал попытку учесть воздействие капиллярных волн. Формула контактного теплообмена океана и атмосферы на граничной поверхности имеет структуру Ньютонова закона охлаждения

$$q_A = \chi(T_A - T_0) = C_T \rho_a c_p w_x (T_A - T_0), \quad (31.1)$$

где  $\chi$  — коэффициент теплоотдачи в законе Ньютона;  $C_T$  — метеорологический коэффициент;  $w_x$  — скорость трения в воздухе.

Нетрадиционная гипотеза Хилла состоит в том, что Ньютонов закон охлаждения можно применять и к другой, водной, стороне границы, разделяющей океан и атмосферу, т.е. можно записать



$$q_0 = \delta \rho_w c_p u_* (T_w - T_0), \quad (31.2)$$

где  $\delta$  - водный аналог атмосферного коэффициента  $C_T$ ;  $u_*$  - скорость трения в воде.

Принимая равенство напряжений трения воды и воздуха в формуле (31.2), можно заменить  $u_*$  на  $w_*$  по формуле

$$u_* = w_* (\rho_a / \rho_w)^{1/2}, \quad (31.3)$$

$$q_0 = \delta c_p (\rho_a \rho_w)^{1/2} \Delta T w_*. \quad (31.4)$$

Как показали лабораторные эксперименты Хилла, значение  $\delta$  резко меняется с появлением капиллярных волн от  $\delta_1 = 1/60$  в отсутствие волн до  $\delta_2 = 1/20$  при их развитии.

Формулу (31.4) можно записать в следующей традиционной форме:

$$\Delta T = \left( \frac{n_{1,2}}{c_p (\rho_a \rho_w)^{1/2}} \right) \frac{q_0}{w_0} = \lambda_{1,2} \frac{q_0}{w_*}, \quad (31.5)$$

где  $n_1 = 1/\delta_1 = 60$ ;  $n_2 = 1/\delta_2 = 20$ ;  $\lambda_1 = 4$ ;  $\lambda_2 = 11$ .

Индекс 1 относится к спокойной, а индекс 2 - к взволнованной поверхности.

Сравнивая наблюдения Хилла с измерениями Уизли, в которых также присутствовали капиллярные волны (§ 30), можно констатировать устойчивое расхождение в оценках  $\lambda$ , полученных путем лабораторных опытов и измерений в естественных условиях. Причины этих расхождений пока не ясны.

Один из механизмов воздействия поверхностных волн на состояние термической пленки состоит в изменении ее толщины на гребнях и подошвах волн, что приводит к появлению температурных пульсаций с периодом, равным периоду волны. Уиттингом (Witting) в 1972 г. получена формула амплитуды температурных пульсаций поверхности, вызванных волнами

$$T_0' = \sqrt{2\pi} \frac{\alpha}{\lambda} (k\tau)^{1/2} \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0}, \quad (31.6)$$

где  $T_0'$  - амплитуда температурных пульсаций;  $\alpha$  - амплитуда волны;  $\lambda$  - длина волны;  $\tau$  - период волны.

### § 32. Реология квазикристаллической воды

Обратимся еще к одному феномену, имеющему значение при квазикристаллическом состоянии воды, характерном для тонкой пограничной зоны. Это - статическая сдвиговая упругость, составляющая характерную реологическую особенность структурированной воды. Реология (от греч. rheos - поток) изучает вопросы текучести вещества на основе данных гидромеханики и теории упругости. Законы деформации объема под действием касательного напряжения  $\tau$  имеют для твердых тел и ньютоновских жидкостей (к которым обычно относят воду) отдаленно схожую математическую запись. Для твердых (упругих) тел это закон Гука для сдвига

$$\tau_0 = G\varepsilon, \quad (32.1)$$

где  $G$  - модуль упругости при сдвиге (например, для льда  $G \approx 3 \cdot 10^9$  Н/м<sup>2</sup>);  $\varepsilon$  - относительный сдвиг (например, для куба с ребром  $l$   $\varepsilon \approx \Delta l/l$ ).

У ньютоновских жидкостей касательное напряжение определяется ньютоновым законом трения и в простейшем случае (прямолинейное ламинарное движение) равно

$$\tau_w = \mu \partial \varepsilon / \partial t = \mu \partial u / \partial x, \quad (32.2)$$

где  $\mu$  - коэффициент динамической вязкости.

Из (32.2) следует, что ньютоновская жидкость может оказывать сопротивление приложенному касательному напряжению только в том случае, когда ее частицы приобретают скорость. Упругое сопротивление покоя (или трение покоя) ньютоновская реологическая модель (32.2) не предусматривает.

Современные исследования показывают, что эта модель не вполне соответствует действительности, особенно для жидкостей, содержащих взвеси или находящихся под влиянием других граничных поверхностей. В связи с этим имеются различные модели, сочетающие свойства, отраженные в моделях Гука и Ньютона. Простейший пример этому - модель Фойхта

$$\tau_w = G\varepsilon + \mu' \partial u / \partial x, \quad (32.3)$$

где  $\mu'$  - коэффициент структурной вязкости, учитывающий действие в жидкости надмолекулярных сил, связанных со структурной упорядоченностью молекул, особенно проявляющийся в присутствии граничных поверхностей.

Упругие свойства воды объясняются действием межмолекулярных водородных связей, которые создают крупные кристаллические структуры, в том числе льдоподобные тетраэдрические каркасы. Упругие свойства зависят от периода структурирования воды или дисперсной системы (т.е. от времени пребывания жидкости в покое), от скорости приложения и времени действия напряжения.

В опытах И.Г. Гранковского и Л.А. Кульского (1977) была исследована сдвиговая объемная упругость чистой воды и воды, содержащей примеси глинистых минералов. Наблюдалось поведение воды, заключенной между рифлеными поверхностями вложенных друг в друга (коаксиальных) цилиндров диаметрами 5 и 8 мм. К внутреннему цилиндру прикладывалась постоянная подъемная сила, после чего измерялось смещение этого цилиндра в жидкости. Смещение было аналогом относительного сдвига  $\varepsilon$  в формуле Гука. В начальный момент смещение происходило быстро и трактовалось как мгновенная упругая деформация  $\varepsilon_0$ . Затем наблюдалось упругое послепействие - добавочная деформация, вызванная статической нагрузкой. Добавочная деформация замедлялась и по истечении нескольких секунд прекращалась, достигнув максимального значения  $\varepsilon_m$ . Далее в течение 50-60 с нагрузка на цилиндр оказывалась уравновешенной силами упругости воды и цилиндр оказывался неподвижным. Потом наступило растянутое во времени и иногда (в присутствии примесей) разделенное на отдельные скачки разрушение упругой структуры. Относительная деформация объемов воды исчезала.

Какими же оказались упругие характеристики воды при сдвиге? Для дважды дистиллированной воды при температуре 20° максимальная величина упругого сдвига (т.е. такого, при котором образец после снятия нагрузки возвращается к исходной форме) была  $4 \cdot 10^{-2}$ , иначе,  $\Delta l = 4\% l$  (рис. 16). При этом регистрировалось сопротивление воды сдвигу, равное  $\delta_0 = 0,15 \text{ н/м}^2$ . Модуль упругости воды в этом опыте по формуле (32.1) приблизительно равен  $4 \text{ н/м}^2$ . При небольших добавках глинистого минерала упругие свойства воды менялись. Например, небольшая добавка в 0,15 % уменьшала относительный упругий сдвиг образца в 10 раз. При этом упругое сопротивление воды возрастало примерно в 30 раз, а модуль упругости, как видно из формулы (32.1), - в триста раз.

Приведенные характеристики упругости воды очень малы по сравнению с упругостью твердых тел. Так, модуль упругости льда в миллиард раз больше, чем воды. Тем не менее величина упругого напряжения в воде по сравнению с вязким напряжением

значительна. Вспомним, что характерное касательное напряжение трения ветра над океаном  $\tau_W = 0,1 \text{ н/м}^2$ .

Важное условие для проявления в воде упругих свойств: вода в момент приложения сдвигающего усилия должна быть неподвижна. Это нужно для установления упорядоченной ориентации молекул. Поскольку упорядоченность молекул особенно хорошо проявляется на свободной поверхности, упругие свойства могут иметь здесь наибольшее влияние на микромасштабные динамические процессы.

Примечание. Простейший учет возрастания вязкости в присутствии взвеси осуществляется с помощью формулы Эйнштейна, согласно которой исправленный динамический коэффициент вязкости дисперсной системы  $\mu_S$  равен

$$\mu_S = \mu (1 + n\alpha), \quad (32.4)$$

где  $\mu$  - коэффициент динамической вязкости чистой от взвесей среды;  $n$  - коэффициент, учитывающий форму частиц взвеси;  $\alpha$  - объемная концентрация частиц. Для частиц сферической формы  $n=2,5$ ; для эллипсоидальных кровяных телец  $n=5$ . За счет концентрации телец ( $\alpha \approx 40\%$ ) вязкость крови повышается в три раза:  $\mu_S = 3\mu$ .

### § 33. Поглощенная радиация.

#### Дневной температурный скин-слой

Между температурными профилями поверхностного тонкого слоя воды, полученными в лабораторных и естественных условиях, имеется характерное различие. Оно заключается в том, что при наблюдениях под открытым небом в дневное время под холодной термической пленкой часто регистрируется прослойка повышенной температуры, имеющая толщину в несколько сантиметров. Эту прослойку можно обнаружить почти на всех профилях тонкого поверхностного слоя, которые демонстрируются разными авторами как примеры типичного распределения тем-

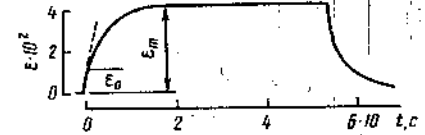


Рис. 16. Упругая деформация образца чистой воды под действием постоянного касательного напряжения  $0,15 \text{ н/м}^2$  (по И.Г. Гранковскому, Л.А. Кульскому) На оси ординат - относительная величина упругого сдвига образца  $\varepsilon$ , %.  $\varepsilon_0$  - начальный сдвиг,  $\varepsilon_m$  - максимальный. По оси абсцисс - время

пературы в сериях регистраций (см. рис. 11, § 25). Следует отметить, что никто из авторов названных публикаций не обратил внимание на эту структурную единицу в поверхностном микрослое и, следовательно, ее присутствие на опубликованных профилях оказалось случайным. Но в этой случайности видна ясная закономерность. В 1978 г. А.В. Соловьев и Н.В. Вершинская впервые отметили, что ниже поверхностной пленки холодной воды образуется теплый слой, который днем обычно имеет толщину в несколько сантиметров. Возможность формирования такого слоя была замечена также при расчете карт теплового бюджета верхнего сантиметрового слоя океана. При этом термическая структура была названа двойным температурным скин-слоем, который можно понимать как статистическую структуру — он должен периодически разрушаться благодаря неустойчивости, которая им дополнительно вносится в тонкую стратификацию воды у поверхности.

Возникновение двойного слоя связано с тем, что поглощение радиации в воде экспоненциально уменьшается с глубиной. Особенно быстрое поглощение происходит в водах с высокой концентрацией планктона и неживой взвеси. Наблюдения Н.Г. Панина и В.Т. Григорьева на одном из озер показали, что при прозрачности воды по белому диску 1,5 м в верхних 10 см поглощается 45% против 33% в чистой воде.

#### § 34. Химические аномалии и процессы

Для отбора проб на химический состав поверхностного микрослоя воды в последние годы используется очень простое и эффективное приспособление — сеточный пробоотборник Гаррета, изобретенный в Швеции в 1965 г. Пробоотборник представляет собой капроновое сито с нитью  $\sim 0,2$  мм, площадью ячеек  $\sim 1$  мм<sup>2</sup>, натягиваемое на раму. Рама опускается под воду и (поскольку в месте опускания вызывает перемешивание) отводится под водой в сторону и поднимается. При выходе из воды за счет поверхностного натяжения ячейки сетки захватывают пленку толщиной  $0,15 \pm 0,2$  мм. Поднятый пробоотборник ставит в наклонное положение, и вода, заполнившая ячейки сита, стекает в контейнер. Для получения нужных объемов пробы прибор опускается в воду несколько раз (до 10 раз в каждой точке). Рама используется разной площади и обычно прямоугольной формы. Сетка площадью  $0,5 \times 0,7$  м дает около 100 см<sup>3</sup> воды. Методические исследования В.Н. Еремеева и соавторов (1979) показали, что часто использующиеся деревянные рамы увеличивают содержание в пробе фосфатов и кремния. Рекомендуется использовать металлическую раму, обтянутую хлорвиниловым шлангом.

Измерения, выполненные при пересечении Атлантического океана от Гибралтара до Нью-Йорка (Галашов и др., 1974),

показали, что количество органики в поверхностной пленке (определяемое по окисляемости проб) в среднем в 7,6 раз выше, чем на горизонте 0,5 м; количество фосфатов в среднем в 4,3 раза больше; соленость в среднем выше на 0,72%. Содержание кислорода несколько понижено, но его определения не очень надежны из-за длительной экспозиции сетки на воздухе и влияния на концентрацию температуры (аномальной как в пленке, так и на палубе).

Результаты измерений, проведенных в Индийском океане (Еремеев и др., 1979), были обработаны по формуле

$$\delta C = \frac{C_n - C_0}{C_0} 100\%, \quad (34.1)$$

где  $\delta C$  — аномалия в пленке;  $C_n$  — содержание в пленке;  $C_0$  — содержание на горизонте 0,5 м (проба из батометра).

Были найдены следующие естественные химические аномалии пленки в открытом океане: повышение солености на 1,2 — 3,3%, повышение кремния на 20—45%, повышение фосфатов ( $\Sigma PO_4$ ) на 280—2100%. Содержание кислорода в поверхностной пленке всегда было ближе к атмосферному, и наблюдались (с учетом температуры) как отрицательные, так и положительные аномалии. Температура при взятии проб измерялась термометром, вмонтированным в пенопластовый поплавок. Ее понижение на поверхности оказалось очень значительным: от  $-2,1$  до  $-2,9^\circ$ , что, возможно, связано с очень высоким температурным фоном воды  $28-29^\circ$  и метеорологическими условиями.

Материалы наблюдений за суточным ходом кислорода, фосфатов и кремния, выполненные на экваторе, показали, что химическое состояние пленки очень мобильно и в аномалиях имеет значительный суточный ход (рис. 17). Так, аномалия кислорода, близкая к нулю в дневные часы, при активном потреблении кислорода на регенерацию органических соединений в ночные часы возросла в 10—20 раз (оставаясь по абсолютной величине незначительной). Аномалия кремния, достигавшая в полдень 40%, в ночные часы упала до нуля. Аномалия фосфора, составлявшая в полдень 600%, сократилась к двум часам ночи приблизительно до 70%. Эти данные

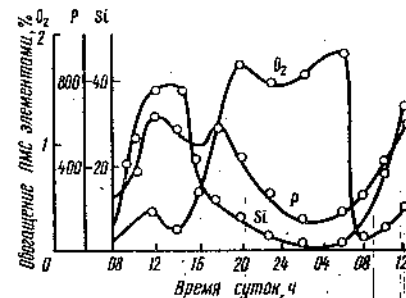


Рис. 17. Суточный ход вещественного состава поверхностного микрослоя вблизи экватора (по А.А. Безбородову, В.Н. Еремееву)

говорят о закономерном суточном цикле в балансе веществ, они очень важны для методики отбора проб поверхностной микрофлоры и сравнения результатов наблюдений, полученных в разные часы.

При всей значительности естественных химических аномалий аномалии концентрации вносимых в океан антропогенных примесей еще больше. По данным, приведенным в монографии С.А. Патиной (1979), коэффициенты накопления в поверхностной пленке ртути и свинца (т.е. отношение их концентрации у поверхности и в слое 0-1 м) равны 550 и 2200. Согласно обобщению данных наблюдений в Атлантическом океане с судов погоды "Муссон" и "Пассат" (258 станций за 1975-1977 гг.) коэффициент накопления в поверхностном микрослое нефтяных углеводородов составил для разных районов от 47 до 95 (Симонов, Михайлов, 1979). В переводе на аномалии по формуле (34.1) это означает 950-9050%.

Пороговые концентрации нефтепродуктов, т.е. такие, которые снижают до 50% биологические показатели жизнедеятельности в опытах, соизмеримых по длительности с жизненным циклом организма, составляют, по С.А. Патину (1979), для бактерий 10-100 мг/л, для одноклеточных водорослей - 0,01-100, ракообразных - 0,01-100, рыб - 0,01-10, моллюсков - 1-10<sup>4</sup>. Следовательно, обнаруженный уровень загрязнений поверхности должен оказывать существенное отрицательное воздействие на экосистемы, учитывая, что в поверхностном микрослое обитает главным образом молодь гидробионтов, наиболее чувствительная к токсическим воздействиям.

Среднее содержание нефтяных углеводородов в поверхностной пленке составило для вод шельфа 3,1 мг/л, центральной части океана - 1,7 мг/л. Период полураспада нефти в морской воде зависит от температуры и составляет при 25-30° 7 суток, при 18-20° - 20 суток, при 0-10° - 1,5 месяца. Среднее пребывание нефтяного выброса в поверхностном микрослое от 1 до 5 месяцев. Доля нефтепродуктов, находящихся в среднем в поверхностной пленке, составляет по отношению к их ежегодному выбросу 10-40% (Симонов, Михайлов, 1979). Средний коэффициент накопления в поверхностном микрослое синтетических поверхностно-активных веществ (детергентов) составил по тем же данным 24, а средняя абсолютная концентрация - 0,820 мг/л, что превышает пороговое значение для некоторых водорослей почти на порядок.

Средние коэффициенты накопления хлорорганических пестицидов (ДДТ и др.) были от 6 до 29 (для ДДТ 15). Абсолютное содержание оказалось наибольшим у ДДТ - 3,4·10<sup>-6</sup> мг/л, что несколько ниже пороговых значений (10<sup>-5</sup> - 1).

Модели газобмена на границе вода - воздух собраны и систематизированы в монографии П.В. Данкверста (1973). В основе моделей объемного поглощения газов (адсорбции) лежит

уравнение, подобное по форме ньютонову закону охлаждения

$$R = k(A_n - A_0), \quad (34.2)$$

где  $R$  - средняя скорость переноса газа через единицу поверхности;  $k$  - коэффициент массоотдачи;  $A_n$  - концентрация растворенного газа у поверхности раздела вода - воздух, соответствующая условиям равновесия с парциальным давлением газа в воздухе;  $A_0$  - средняя концентрация растворенного газа в объемной фазе воды.

В формуле (34.2) расчет может быть основан лишь на эмпирических данных относительно коэффициента  $k$ . Поскольку газ растворяется в жидкости путем молекулярной диффузии, коэффициент этой диффузии целесообразно ввести в уравнение. Это было сделано в 1923 г. в пленочной модели Уитмена

$$R = D_A(A_n - A_0)/\delta; \quad k = D_A/\delta, \quad (34.3)$$

где  $D_A$  - коэффициент молекулярной диффузии газа  $A$ ;  $\delta$  - толщина неподвижной пленки у поверхности жидкости.

Представление о подобной пленке, иначе "диффузионном слое", было высказано еще в 1904 г. В. Нернстом, т.е. одновременно с представлением Прандтля о вязком пограничном слое.

В модели Уитмена пленка молекулярной диффузии резко обособлена от основной массы перемешивающейся и однородной жидкости. В моделях со "спокойной поверхностью" переход от пленки с режимом молекулярной диффузии к основной массе жидкости с турбулентным коэффициентом диффузии считается постепенным.

Третью группу составляют модели "поверхностного омоложения". Видимо, первая из них принадлежит Данкверсту (1955). Модели интересны тем, что учитывают периодические разрушения поверхностной пленки за счет конвекции, но считается, что эти разрушения не доходят до самой поверхности, а лишь уменьшают толщину пленки (откуда и название моделей "омоложение", а не "обновление"). Четвертая группа - это модели обновления поверхности. В них предполагается, что находящиеся у поверхности элементы жидкости время от времени замещаются глубиной водой. Пока элемент жидкости находится у поверхности и соприкасается с газом, адсорбция газа происходит так, как если бы жидкость была неподвижна и имела бесконечную глубину. Математически модель выглядит так же, как теплообмен в твердом теле, имеющем первоначально однородную температуру

и отличную от нее температуру поверхности. Если принять, что период контакта постоянен и равен  $\bar{t}$ , то количество адсорбированного за этот период газа будет

$$Q = 2(A_n - A_0) \sqrt{D_A \tau / \pi} \quad (34.4)$$

Средняя скорость адсорбции  $\bar{R}$  и коэффициент массоотдачи окажутся равными

$$\bar{R} = Q/\tau = 2(A_n - A_0) \sqrt{D_A / \pi \tau} \quad (34.5)$$

$$k = \bar{R} / (A_n - A_0) = 2 \sqrt{D_A / \pi \tau} \quad (34.6)$$

Более сложный вариант модели, предложенный Данкверстом (1951), учитывает вероятностные отклонения периода от среднего значения. В модели постулируется, что за единицу времени обновляется некоторая доля жидкой поверхности, равная  $s = 1/\bar{t}$ , где  $\bar{t}$  — среднее время контакта, и в пределах этой доли площадь, занятая частицами, имеющими возраст  $t$ , тем меньше, чем больше этот возраст:

$$s(t) = s e^{-st} \quad (34.7)$$

Тогда средняя скорость адсорбции будет равна

$$\bar{R} = s \int_0^{\infty} R e^{-st} dt = (A_n - A_0) s \sqrt{\frac{D_A}{\pi}} \int_0^{\infty} \frac{e^{-st}}{\sqrt{t}} dt = (A_n - A_0) \sqrt{D_A} s \quad (34.8)$$

$$R = (A_n - A_0) \sqrt{D_A / \pi t} \quad (34.9)$$

а коэффициент массоотдачи

$$k = \sqrt{D_A} s \quad (34.9)$$

Имеются также комбинированные модели. В целом получается, что учет поверхностной пленки в работах по химии получил достаточно раннее и полное развитие.

### 35. Экосистемы морской поверхности

Экологические черты ПМС позволяют выделить этот слой вместе с примыкающим тонким слоем воздуха в отдельный биотоп — нейсталь (Зайцев, 1974). За нижнюю границу нейстали принимается горизонт 5 см. Несмотря на малый вертикальный размер и еще слабую биогеографическую изученность, нейсталь по экологическому своеобразие и значению для общей биологии моря начинают ставить в один ряд с двумя другими главными биотопами морской среды — пелагиалью (толщей вод) и бенталью (тонкими слоями воды и грунта, примыкающими ко дну).

Нейсталь состоит из двух слоев: эпинеисталь — внешний, воздушный, слой, примыкающий к пленке поверхностного натяжения воды сверху, и гипонеисталь — внутренний, водный, слой, примыкающий к пленке поверхностного натяжения снизу. Организмы нейстали делятся на три главные жизненные формы. Наиболее важная и многочисленная из них — гипонеистон. Ее представителей называют гипонеистонами, или просто нейстонами. Это мелкие организмы, в основном животные, реже растительные, они сконцентрированы у самой поверхности воды. Во многих случаях нейстонты имеют (или строят) приспособления, удерживающие их в контакте с пленкой поверхностного натяжения. Вторая жизненная форма — эпинеистон, обитает сверху на пленке поверхностного натяжения. Третья форма — плейстон, находится на поверхности воды в полупогруженном положении, занимая частично эпинеисталь и частично гипонеисталь. Это двойное положение плейстона служит для некоторых морских биологов основанием для того, чтобы использовать название "плейстон" в расширительном понимании для всех организмов, живущих у поверхности, и называть тонкую водно-воздушную пограничную зону плейсталью (Парсонс и др., 1982). Чисто плейстонные (водно-воздушные) организмы имеют очень небольшое видовое разнообразие и распространены только в теплых незамерзающих водах.

Отметим, что между биологической структурой поверхности океана и дна имеется аналогия: животные организмы бентоса делятся на эпифауну, обитающую поверх грунта, и инфауну — живущую в грунте. Имеется и промежуточная группа, использующая обе среды обитания. Аналогия распространяется на многие черты функционирования пограничных биоценозов и структуру их пищевых цепей.

Открытие сложного и богатого биологического мира в ПМС океана произошло только в 1950-х годах одновременно в субтропических водах Тихого океана (А.И. Савилов) и в Черном

море (Ю.П. Зайцев). До этого считалось, что благодаря турбулентному перемешиванию верхний 10-метровый слой воды в биологическом отношении однороден. Признание особой экосистемы морского ПМС и название биотопа "нейсталь" ("гипонейсталь" и "эпинеисталь") утвердились только около 1970 г. Параллельно для двухъярусного пограничного биотопа стало использоваться и другое обобщающее название - "плейсталь". Следуя Ю.П. Зайцеву, мы будем придерживаться первого названия.

Нейсталь отличается от подстилающих вод повышенной концентрацией разных форм органического вещества, особым составом живых сообществ. В гипонейстали, как правило, концентрация фитопланктона значительно меньше, чем на горизонтах 10-15 м. Основание экологической пирамиды, по мнению Ю.П. Зайцева, составляют здесь сапрофитные бактерии, потребляющие разлагающееся органическое вещество, поток которого поступает к поверхности на оболочках воздушных пузырьков и при всплывании остатков отмерших организмов.

Морская пена - это сгусток растворенного, коллоидного и взвешенного органического вещества, насыщенный пузырьками воздуха. При отсутствии регулирующей деятельности сапрофитов, потребляющих органику и возвращающих ее по пищевой цепи в морские глубины, поверхность океана, видимо, стала бы непригодной для жизни в результате гниения неживого органического вещества. Концентрация бактерий в поверхностной пленке может быть в 100 и более раз выше, чем на удалении от нее. Абсолютная численность колоний бактерий в 1 см<sup>3</sup> морской пены превышает 10 тысяч. Число же отдельных организмов - десятки миллионов. На рис. 18 показан пример распределения микроорганизмов на одном из разрезов в северо-западной части Черного моря, где максимальная концентрация в поверхностном микрослое составила 26 800 000 клеток в 1 см<sup>3</sup> воды.

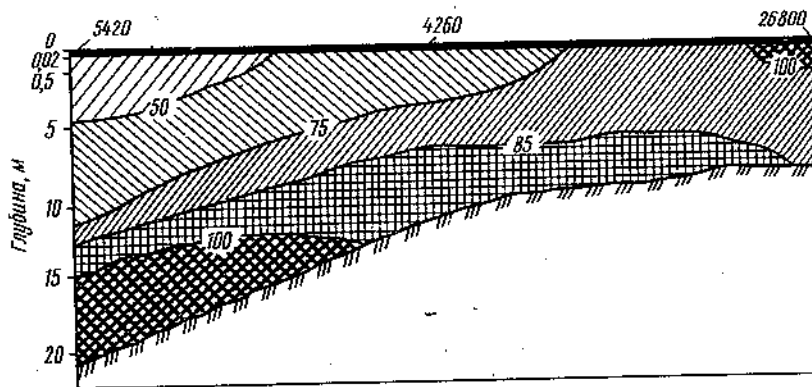


Рис. 18. Распределение микроорганизмов на разрезе в северо-западной части Черного моря, тыс.кл (по А.В.Цыбань)

Второй трофический уровень экологической пирамиды поверхности составляют потребители бактерий и других мельчайших гетеротрофов, а также водорослей. Это личинки моллюсков, ракообразных, рыб (ставриды, кефали, хамсы, камбалы, сайры, сельди, анчоусов и летучих рыб) и других животных; мелкие формы зоопланктона, простейшие. Концентрация личинок (даже бентосных видов) у поверхности очень велика. Так, при одном из отборов проб в Азовском море концентрация личинок крабов составляла: в слое 0-5 см 18 603, слое 5-25 см - 63, в слое 25-45 см - 30, на 1 см<sup>3</sup>.

Третий трофический уровень составляют более крупные формы зоопланктона и мальки рыб. Четвертый уровень включает рыб, млекопитающих и птиц. В желудках скумбрии, ставриды, тунца и сельди обнаруживают большие количества типично нейстонных организмов (в желудках дельфина белобочки - по несколько килограммов). Одними из истребителей молоди рыб, населяющей гипонейсталь, считаются плейстонные животные - физалии и парусник, поражающие мальков ядом стрекочущих клеток. Сами физалии могут служить пищей морским черепахам и марлину, парусник - луна-рыбе.

Большое число морских птиц существует исключительно за счет населения гипонейстали. Среди них особым приспособлением для срезания поверхностной пленки выделяются водорезы, крупные птицы с размахом крыльев более 1 м. Нижняя часть клюва водореза значительно длиннее верхней и бывает при полете погружена в тонкий поверхностный слой воды.

### § 36. Взаимосвязь процессов и компонентов поверхности

Влияние физики на химические аномалии и биологические особенности среды - наиболее простая и ясная сторона проблемы взаимодействия в географических системах. Главные физические процессы, определяющие химический и биологический лик поверхности, - это поток всплывающей органики, дающий пищу, субстрат для закрепления и укрытия от солнечных лучей богатому бактериальному населению поверхности, и состояние воды, характеризующееся, с одной стороны, достаточно высокой аэрацией за счет микроконвекции и диффузного обмена с атмосферой, с другой - сравнительно спокойным нетурбулентным режимом движения. Обилие солнечных лучей ускоряет разложение органики и ускоряет ее круговорот. Кроме того, избыточный солнечный свет сдерживает развитие фитопланктона, метаболизм которого оказывает угнетающее влияние на развитие бактерий. Биохимическая активность бактерий способствует регенерации биогенных солей и многих других элементов, определяющих химические аномалии поверхности. Определенную статью вещественного баланса составляет и вымывание осадками атмосферных

аэрозолей. Таким образом, поверхность воды — это поверхность двойного гравитационного накопления веществ и их интенсивной деструкции. Она является благоприятным биотопом для развития икры, личинок и молоди большого числа видов морских организмов, в том числе бентосных форм, а также мелких форм зоопланктона, питающегося бактериями.

Высокая концентрация подвижных организмов в зоне ламинарного режима воды, переходящего у самой поверхности в квазикристаллическое состояние, вызывает биотурбулентные возмущения среды, которые усиливают интенсивность обмена через поверхностный микрослой тепла и газов между океаном и атмосферой. Эта важная проблема привлекла к себе интерес недавно, и сделаны лишь первые шаги в ее изучении, показавшие, что присутствие организмов может интенсифицировать процессы обмена в несколько раз (Макинтайр, 1981).

В лабораторных опытах по физическому обмену через поверхность воды использовалась исключительно "мертвая", лишенная своего естественного населения вода. Использование репрезентативных проб естественной "живой" воды сопряжено с большими трудностями. Совершенно неизвестно, как будет реагировать сложная экосистема морской воды на условия в лаборатории, на хранение и транспортировку. Вместе с тем опыты по конвекции с "живой" водой очень нужны. Выше отмечалось, что в лабораторных опытах с водой не удается воспроизвести конвекцию Марагонни, которая для своего развития требует выхода на поверхность микрообъемов более теплой подпленочной воды. Возможно, что при достаточной активности экосистемы пленки такие возмущения имеют место.

Влияние химических аномалий поверхности на протекание физических процессов интенсивно изучается в связи с проблемой загрязнений. Наиболее исследовано влияние нефтяных пленок. Разлитая на поверхности воды нефть растекается, образуя пленки толщиной  $10^{-5}$  —  $10^{-7}$  м. При скоростях ветра 6–8 м/с пленка разрушается и нефть перемешивается с водой, образуя устойчивые эмульсии. Нефтяная пленка названной толщины полностью гасит капиллярные волны и уменьшает количество обрушений гравитационных волн в 3–4 раза. При этом процесс обрушения сдвигается в сторону больших скоростей ветра приблизительно на 2 м/с.

Согласно натурным экспериментам, выполненным О.А. Кузнецовым и Г.Н. Паниным на Каспийском море (1974), нефтяные пленки в 3–6 раз уменьшают параметр шероховатости морской поверхности, вследствие чего уменьшается и коэффициент сопротивления ветровому потоку. При дрейфе через место наблюдений естественных нефтяных пятен скорость ветра возрастала на 13–33%. Изменялся спектр турбулентных пульсаций ветра. Структура поверхности моря напоминала мертвую зыбь.

Наиболее значительное воздействие нефтяные пленки оказывают на испарение воды и связанный с этим тепловой поток, который в предельном случае приближается к нулю. Это связано с малой растворимостью воды в нефти. Так, насыщенная концентрация воды на нижней границе пленки  $C_0$  считается равной  $10^{-1}$  кг/м ( $10^{-4}$  г/см<sup>3</sup>). Поток молекул воды через пленку будет равен

$$E = D \frac{C_0 - C_\delta}{\delta}, \quad (36.1)$$

где  $D$  — коэффициент диффузии воды в нефти ( $1 \div 2 \cdot 10^{-9}$  м<sup>2</sup>/с);  $C_\delta$  — концентрация воды на верхней границе пленки;  $\delta$  — толщина пленки.

Предполагается, что  $C_\delta$  составляет 20–40% от насыщающей влажности воздуха над пленкой. В наблюдениях Кузнецова и Панина испарение через пленку было настолько незначительным, что градиент влажности почти отсутствовал и гигрометр регистрировал флуктуации влажности на уровне, близком к уровню шума прибора.

Оценка влияния пленки на испарение путем использования формулы (36.1) показывает, что для типичных условий ( $\delta = 10^{-5}$  м, скорость ветра 5 м/с) отношение величины испарения при пленке к испарению с чистой поверхности приблизительно равно 0,1. Уменьшение теплового потока при пленке должно оказывать существенное влияние и на процессы микроконвекции. В условиях разорванных пятен нефти это влияние не однозначно.

Значительное влияние пленка оказывает на величину проникающей в воду радиации. При толщине пленки в  $10^{-5}$  м интегральная радиация, проходящая в воду, уменьшается на 10–42% (в зависимости от химического состава нефти), а фотосинтетически активная (ФАР) — на 15–38%. Эти цифры относятся к положению солнца в зените и незначительно возрастают с уменьшением высоты солнца.

Агентами, разрушающими нефтяное загрязнение, служат ультрафиолетовая радиация (фотоокисление нефтепродуктов), кислород и бактериальная деструкция. Как показали исследования на станциях "Северный полюс", выполненные в разные годы В.В. Измайловым, одним из факторов механического перераспределения нефтепродуктов служат морские льды, которые могут впитывать нефть с поверхности моря (до 25% собственного веса). Предполагается, что за счет ежегодного выноса в Атлантику 2000 км<sup>3</sup> льда в Гренландское море может поступать около 80 тыс. т нефтяных углеводородов. Разрушение нефтепродуктов в присутствии льда происходит главным образом за счет озона и атомарного кислорода, содержание которых в воздухе увеличивается за счет отражательного эффекта льда и снега.

Накопление загрязнителей самой разной природы, в том числе тяжелых металлов (ртуть, свинец и др.), концентрируется, как и жизнь, в поверхностном микрослое. Поражение организмов токсическими веществами тем выше, чем меньше размеры гидробионтов, больше их удельная поверхность и интенсивнее обмен со средой. На рис. 19 совмещены линии корреляционных связей между концентрацией токсикантов, приводящей к гибели 50% организмов за 2-96 ч ( $LC_{50}$  - летальная концентрация), и размерами гидробионтов. Сопротивляемость гидробионтов токсическим воздействиям снижается с уменьшением их размеров, и эти воздействия особенно опасны для ранних, наиболее уязвимых стадий онтогенеза (развития), которые характерны для экосистем морской поверхности. В действии токсикантов появляется "зависимость накопления микрокомпонентов морской среды в гидробионтах от их размера (массы), а в конечном счете от степени развития поверхности организмов" (Патин, 1979, с. 171). Избирательность воздействия токсикантов на морские организмы вызвала к жизни тревожное

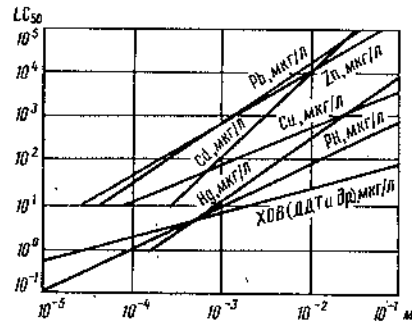


Рис. 19. Связь между пороговой концентрацией загрязнителей и размерами организмов (по С.А.Патину): РН - растворенные нефтепродукты, ХОВ - хлорорганические вещества

понятие "экологические мишени", в число которых попадают наиболее активные производители кислорода и первичной биомассы.

Действие токсикантов на фитопланктон проявляется при очень низком уровне загрязнения и сказывается прежде всего в подавлении процесса биопродуцирования - начального звена в биологическом круговороте вещества и энергии. Токсичность загрязняющих веществ возрастает в последовательности: нефть - детергенты (синтетические моющие вещества) - металлы (мышьяк, свинец, кадмий, медь, ртуть, метилртуть) - хлорорганические вещества (ДДТ и пр.). Токсичность может возрастать при совместном действии нескольких загрязнителей (синергический эффект). Например, растворимость ДДТ и его способность проходить через мембраны клеток диатомовых водорослей значительно повышается в присутствии нефти. Поэтому скорость деления диатомовых при совместном действии ДДТ и нефти подавляется практически необратимым образом.

Вместе с тем в нефти присутствуют и биологически активные вещества. Кратковременные воздействия различных загрязнений при малых дозах ядов обычно оказывают стимулирующее

воздействие на фотосинтез и скорость деления клеток, возможно за счет нарушения метаболических взаимоотношений с микрофлорой клеток.

В целом геосистема морской поверхности объединена контуром связей, проходящих через естественные и антропогенные факторы. Значение последних постоянно возрастает, и вызванными ими изменения в состоянии поверхности могут явиться спусковым механизмом для процессов, которые нарушат равновесие всей системы океан - атмосфера в целом.



Из всех динамических систем океана берег выделяется наибольшим богатством взаимодействующих компонентов и наиболее интенсивными связями между ними. Именно здесь в полную силу раскрываются подвижное динамическое равновесие, взаимоприспособление и регулирование процессов гидросферы, литосферы, атмосферы и биосферы при возрастающем влиянии сложного антропогенного комплекса, называемого многими географами техносферой.

В связи с начавшейся эрой промышленной эксплуатации природных ресурсов морского дна человечество интересуется не только шельфом, но и глубоководными равнинами, содержащими огромные по площади скопления полиметаллических конкреций. Привлекают внимание и донные выходы концентрированных глубинных растворов, имеющих высокое содержание ионов ценных металлов, которые накапливаются в прилегающих осадках. Наконец, не теряет остроты проблема загрязнения дна, связанная как с преднамеренным захоронением в океане вредных промышленных отходов (главным образом США), так и осаждением на дне загрязнителей, попадающих на поверхность воды. Знание динамики придонного слоя составляет одно из условий эксплуатации и контроля среды.

### § 37. Подвижная зона берега и литоральные течения

Твердый отвесный берег, не измененный воздействием волн, принимает на себя их очень большую разрушительную нагрузку. Концентрация механических и физических воздействий воды в этом случае десятикратно превышает удельную нагрузку на равновесные формы берега. В результате механического взаимодействия волн и твердых пород береговая зона обретает особое качество: в ней создается полоса, сложенная истертым и подвижным материалом. На границе воды и неподвижного и твердого тела горных пород образуется метаморфизованный защитный слой - зона пляжа. В масштабах крупных массивов суши этот слой выглядит такой же пленкой, как активные аморфизованные пленки на поверхности кристаллических частиц,

В активной зоне берега подвижны не только отдельные частицы, но и все в целом: открытая и затопленная полоса пляжа. Их размер и рельеф меняются после каждого шторма и имеют закономерный сезонный ход, связанный с изменениями твердого стока рек и штормовой активности. В результате взаимодействия океаном в теле берега создается подвижная пограничная структура, которая находится в динамическом равновесии: непрерывно разрушается и восстанавливается. Она может быть отнесена к типу диссипативных структур, характерных для водного тела океана.

Основной агент, разрушающий и восстанавливающий зону пляжа, - это морские волны ветрового происхождения. Но берег притягивает и концентрирует энергию волн самых разных масштабов и природы (ветровые волны, приливы, цунами и пр.). Роль поля притяжения выполняет повышающийся к берегу рельеф дна. На рис. 20 показаны структура прибрежной зоны и ее связь с ветровыми и приливными волнами.

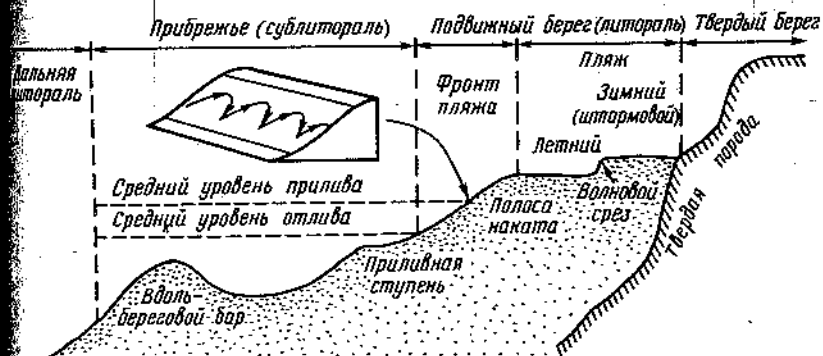


Рис. 20. Структура прибрежной зоны и схема вдольберегового перемещения наносов при накате волн (по Вигелю)

Фронт пляжа - место наката волн, смыва крупного песка и иногда отложения мелкого. Крутизна фронта зависит от диаметра слагающих его песчаных частиц, например при диаметре частиц  $7 \cdot 10^{-4}$  м крутизна 1:5; при  $5 \cdot 10^{-4}$  м - 1:10; при  $4 \cdot 10^{-4}$  м - 1:15; при  $3 \cdot 10^{-4}$  м - 1:20; при  $2 \cdot 10^{-4}$  м - 1:40.

Смываемый вниз песок отлагается в виде ступени, обращенной к морю. Ступень изменяется, приспособляясь к силе волн, и во время зимних штормов она сплывается с баром. За фронтом к берегу идет почти горизонтальный пляж. Ширина его зависит от баланса поступающего и уходящего песка, а высота - от высоты волн.

Главный фактор, определяющий форму пляжа, - крутизна волн на глубокой воде. Когда волны крутые, фронт пляжа сре-

зается и выравнивается, приливная ступень исчезает и формируется бар. Эти крутые волны обычно вызваны местными штормами. При пологих волнах (приходящая издалека зыбь) фронт пляжа становится несколько круче, песок откладывается и нарастает верхняя горизонтальная зона, бар исчезает и формируется приливная ступень. Высота бара и его удаление от берега тем больше, чем выше прибой — разбивающаяся, опрокидывающиеся волны, и положение дно дальней литорали. Прибой располагается над баром и вызван трансформацией профиля волны. Ширина пляжа нередко пульсирует от зыбы к легу, изменяясь по ширине на десятки метров. Восстановление пляжа летом связано со вдольбереговым транспортом песка.

Пляж — динамическая равновесная система, которая в конечном счете существует за счет выноса берегового материала реками и разрушения твердых пород. Без регулярной поставки этого материала пляж в конце концов исчезнет.

Несмотря на рефракцию волны подходят к берегу под небольшим углом и тем самым создают вдольбереговое, или литоральное, течение, идущее между берегом и баром. Расход воды в этом течении непрерывно возрастает за счет добавочного приноса воды волновым течением, и, наконец, этот расход уменьшается между баром и берегом и вызывается в море со скоростью больше 2 м/с при скорости вдольберегового течения 0,2–0,3 м/с. Возникает узкая струя воды, называемая разрывным течением (рис. 21). Разрывные течения взаимодействуют

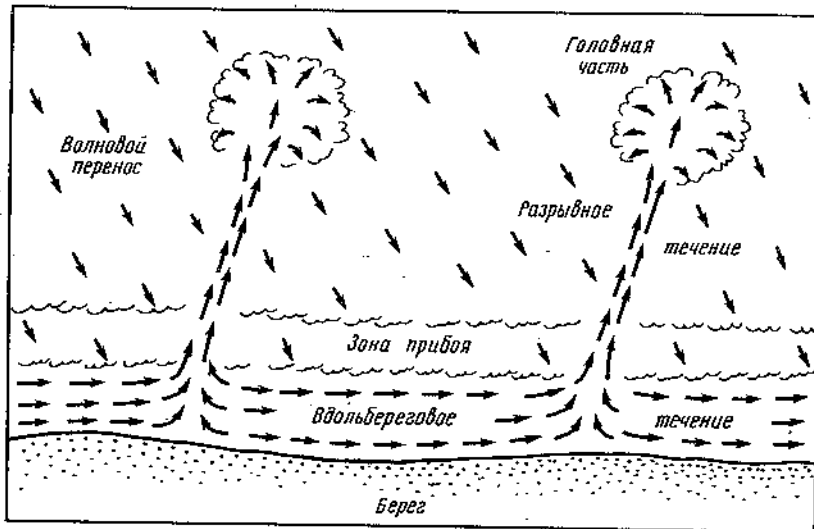


Рис. 21. Разрывные течения

с пном, прорывая каналы в баре. При крутизне волн, близкой к критической, и угле подхода волн к берегу около 30–45° условия для образования вдольберегового потока воды и транспортировки осадочного материала наиболее благоприятные. Так, Г.А. Сафьянов считает, что для штормовых условий в Черном море обычны скорости вдольбереговых течений 1–1,5 м/с. На Белом море эти скорости достигают 2,5 м/с. Иногда у берега с подводными валами скорость литорального течения у уреза воды напоминает бурный поток.

В динамическом взаимодействии потока воды с сыпучей средой дна Б.А. Шуляк выделяет три критические скорости: начальную сдвиговую скорость  $u'_{кр}$ , скорость отрыва частиц от дна  $u''$  и скорость размыва подводных форм микрорельефа  $u'''$ . При скоростях потока, больших  $u'_{кр}$ , граница жидкости — сыпучая среда превращается в слой частиц, движущихся в полувзвешенном состоянии.

Примерное соотношение между критическими скоростями таково:

$$u''_{кр} \sim 2u'_{кр}; \quad u'''_{кр} \sim 3u'_{кр}. \quad (37.1)$$

Для мелких частиц песка диаметром  $2,5 \cdot 10^{-4}$  м  $u'_{кр} \sim 20$  см/с. Эта скорость определяется лабораторно по протягиванию ленты с песком через неподвижную воду и, таким образом, примерно соответствует скорости свободного потока. Имеется теоретическая зависимость (Шуляк, 1971).

$$u'_{кр} = \sqrt{2,2 \frac{\rho'gd}{\rho} + \left(\frac{\delta\mu}{\rho d}\right)^2} - \frac{\delta\mu}{\rho d}, \quad (37.2)$$

где  $d$  — диаметр частиц;  $\rho$  — плотность воды;  $\rho'$  — разность плотности частиц и воды;  $\mu$  — динамическая молекулярная вязкость. Величина критической скорости значительно снижается при взаимодействии с деформированной (рифельной) поверхностью дна.

Помимо вдольбереговых волновых течений у берега в 1951 г. Ф. Шепардом и Д. Именом и в 1958 г. И.А. Шадриним был выявлен другой тип сопутствующего переноса воды — вдольбереговые градиентные течения, вызванные неравномерностью нагона и рефракции волн, связанной с существованием подводных валов.

Траектории частиц воды и наносов при вдольбереговом волновом переносе рисуются в виде зубчатых линий или трапеций, в которых движение, направленное к берегу, связано с накатом волны, а возвратное движение — с ее откатом к морю. Оба эти

направления (если волна подходит не перпендикулярно к берегу не совпадают). Подход волн к берегу даже при равном дне связан с переносом массы и вызывает наклон среднего уровня моря и, следовательно, градиентное слагаемое вдольберегового потока. Профиль уровня (и система вдольбереговых течений) должен осложняться тем обстоятельством, что на границе зоны рефракции волн (зависящей от длины волн и глубины дна) отклонение волн к берегу должно вызывать дивергенцию массы воды и вдольбереговое понижение уровня, имеющее своим следствием и вертикальный подъем вод. Такую сложную картину движения вызывает взаимодействие волн с береговой зоной.

Вдольбереговые потоки наносов, поддерживающие равновесие подвижного берега, при благоприятных условиях могут простираться на многие сотни километров, питаясь стоками рек, накапливаясь и прерываясь у мысов и искусственных сооружений и поглощаясь подступками близко к берегу каньонами. Они составляют неперемное условие динамического равновесия подвижного берега, который раскрывается нам как саморегулирующаяся и ритмически изменяющаяся система. Немалую роль в этой системе играет биологический фактор. Организмы не только закрепляют или разрыхляют грунт, но и создают собственные биогенные формы берега (Большой Барьерный риф Австралии сопоставим по размерам с Уральским хребтом), вызывают осаждение и фиксацию мелкозернистого взвешенного материала. Даже в таких холодных (но приливных) морях, как Белое, литраль пронизана жизнью и каждый шаг человека по ее песку губит сотни живых организмов.

### 38. Динамический пограничный слой

В зависимости от формы движения материи можно различать следующие пограничные слои: тепловой, динамический, диффузионный (химический) и биологический. Это области океана, в которых физические, химические, биологические поля существенно изменены за счет прямого или косвенного влияния граничных поверхностей. Принято считать, что пограничный слой кончается там, где влияние границы с удалением от нее уменьшается до 10-20%.

Понятие пограничного слоя было введено в механику сплошных сред в 1904 г. Л. Прантлем и первоначально относилось только к слою трения, т.е. вязкому слою. Сила трения пропорциональна градиенту скорости. В связи с торможением жидкости у неподвижной твердой поверхности (или ускорением у движущейся) градиент скорости достигает в пристеночной области таких значений, что сила трения становится величиной одного порядка с другими силами, управляющими движением жидкости. Следовательно, ее необходимо ввести в уравнение потока. В дальнейшем понятие пограничного слоя было расширено. О по-

граничном динамическом слое говорят во всех случаях, когда уравнение движения, справедливое в основной области океана (обычно это геострофическое или квазигеострофическое соотношение), становится в других местах недействительным и необходимо учесть или исключить какие-то его члены. Например, в быстрых струйных течениях оказывается существенной сила инерции (т.е. она становится величиной одного порядка с остальными силами), и тогда выделяют инерционный или, если одновременно учитывается вязкость, инерционно-вязкий пограничный слой. Модель такого слоя применяют ко многим "пристеночным" течениям — Гольфстриму, течениям в проливах, каньонах, а также к струйным течениям, удаленным от дна и берегов. В последнем случае говорят о внутреннем пограничном слое. Примером внутреннего пограничного слоя служит экваториальный пограничный слой. Он выделяется по тому признаку, что одна из главных сил, контролирующих морские течения, сила Кориолиса, становится вблизи экватора величиной меньшего порядка, чем другие силы. В логарифмическом слое трения, существующем вблизи дна (а также в атмосфере вблизи воды), сила Кориолиса оказывается несущественной в балансе сил за счет того, что эта сила пропорциональна скорости и при торможении потока у твердой границы она уменьшается по абсолютной величине. Кроме того, с ростом градиента скорости увеличивается абсолютное значение силы трения.

Из сказанного видно, что теория динамического пограничного слоя начинается с оценки величины членов, входящих в уравнение движения. Для оценки порядка величины уравнения приводятся к безразмерному виду путем отнесения переменных к их характерным значениям, или масштабам. Под характерным масштабом величины  $\varphi$  понимают такую единицу измерения этой величины  $\varphi_0$ , при которой относительное значение измеряемой величины  $\varphi^*$  имеет порядок единицы

$$\varphi^* = \varphi / \varphi_0 = O(1) \quad \text{или} \quad \varphi^* \sim 1, \quad (38.1)$$

где  $O$  от лат. *ordo* — порядок.

Приведенное определение не годится для независимых переменных. За характерный масштаб времени  $t_0$ , горизонтального и вертикального расстояний  $L_0$ ,  $H_0$  принято принимать такие величины, в пределах которых зависимая величина  $\varphi$  изменяется на величину, равную ее собственному характерному масштабу  $\varphi_0$ .

Порядок величины производной определяется формулой

$$\partial^m \varphi / \partial x^m = O(\varphi_0 / x_0^m). \quad (38.2)$$

Из формул (38.1) и (38.2) следует, что порядок любой производной, выраженной в безразмерных величинах, равен единице

$$\partial^m \varphi^* / \partial (x^*)^m = O(\varphi^* / (x^*)^m) = 1. \quad (38.3)$$

Для того, чтобы выразить уравнение в безразмерном виде, нужно каждую входящую в него величину  $\varphi$  заменить произведением  $\varphi^* \varphi_0$ . Покажем это на примере уравнения неразрывности. Его безразмерный вид, согласно сказанному, будет

$$\frac{V_0}{L_0} \left( \frac{\partial u^*}{\partial x^*} + \frac{\partial v^*}{\partial y^*} \right) = - \frac{W_0}{H_0} \frac{\partial w^*}{\partial z^*}; \quad \frac{\partial w^*}{\partial x^*} + \frac{\partial v^*}{\partial y^*} = - \frac{W_0 L_0}{H_0 V_0} \frac{\partial w^*}{\partial z^*}. \quad (38.4)$$

Поскольку все безразмерные производные по порядку величины равны единице, то безразмерный множитель в (38.4) имеет тот же порядок, откуда находим

$$W_0 \sim V_0 H_0 / L_0, \quad (38.5)$$

где буквы с индексом "нуль" — характерные масштабы скорости, глубины и горизонтального размера океана.

Из геострофического соотношения известно, что в открытом океане сила Кориолиса и градиент давления — величины одного порядка. Сравним теперь порядки величин силы Кориолиса, инерции и трения. Для этого запишем соответствующие члены уравнения в безразмерном виде и разделим каждый из них на величину  $f_0 V_0$ , выражающую порядок силы Кориолиса.

Мы получим

$$\left. \begin{aligned} \frac{V_0}{L_0 f_0} \left( u^* \frac{\partial u^*}{\partial x^*} \right) &= f^* v^* + \frac{K_{z0}}{H_0^2 f_0} \left( \frac{\partial}{\partial z^*} K_z^* \frac{\partial u^*}{\partial z^*} \right) + \frac{K_{L0}}{L_0^2 f_0} (K_L^* \Delta_L u^*) \\ K_i (u^* \frac{\partial u^*}{\partial x^*}) &= f^* v^* + E_z \left( \frac{\partial}{\partial z^*} K_z^* \frac{\partial u^*}{\partial z^*} \right) + E_L (K_L^* \Delta_L u^*) \end{aligned} \right\} (38.6)$$

где  $K_i$  (или  $R_0$ ) — число Кибеля (или Россби);  $E_z$ ,  $E_L$  — вертикальное и горизонтальное числа Экмана.

Легко видеть (разложив производную от произведения на два слагаемых), что все величины, стоящие в (38.6) в скобках, а также безразмерное значение силы Кориолиса, равны единице. Что касается чисел Кибеля и Экмана, то порядки их величины зависят от значений входящих в них характерных масштабов. Обратимся к весьма тонкой проблеме определения этих масштабов на примере Гольфстрима. Рассматривая течение в целом, можно положить  $L_0 = 100$  км,  $V_0 = 1$  м/с,  $f_0 = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ ,  $K_{L0} = 10^5 \text{ м}^2/\text{с}$ . Однако стрежень течения отстоит примерно на 35 км от его левой (прибрежной) границы и скорость от границы по стрежню меняется на 2–3 м/с, откуда  $L_0 = 35$  км,  $V_0 = 2$  м/с. Подставляя первые и вторые величины в выражения для чисел Кибеля и Экмана, получим

$$K_i = V_0 / (L_0 f_0) \sim 10^{-1} \div 10^0; \quad E_L = K_{L0} / (L_0^2 f_0) \sim 10^{-1} \div 10^0. \quad (38.7)$$

Проблема уменьшения масштаба осложняется еще и тем, что влечет за собой уменьшение горизонтальной турбулентной вязкости по закону 4/3.

В целом результат сделанной оценки (38.7) показывает, что течение находится недалеко от геострофического равновесия. Заметим, что динамические карты Гольфстрима согласуются с данными наблюдений.

Для открытого океана А.С. Саркисян (1977), запуская значением  $L_0 \sim 10^3$  км, аномалией плотности  $(\delta\rho)_0 \sim 1 \text{ кг/м}^3$  и толщиной бароклинного слоя  $h_0 \sim 500$  м, находит характерное значение времени  $t \sim 2 \cdot 10^8 \text{ с}$  (231 день), скорости  $V_0 \sim 0,05$  м/с, вертикальной скорости  $W_0 \sim 2,5 \cdot 10^{-5}$  м/с и изменений уровня  $\zeta_0 \sim 0,5$  м. При этом значения чисел Кибеля и Экмана будут составлять  $10^{-4} \div 10^{-5}$ .

### § 39. Пограничный слой без вращения.

Уравнения Прандтля, Мартина-Лонга

В 1904 г. Л. Прандтль впервые получил уравнение пограничного слоя. Его вывод основан на ламинарной модели движения, в которой коэффициент вязкости изотропен и постоянен. В океанологических моделях постоянство коэффициента вязкости по вертикали или горизонтали иногда допускается, но для анализа пограничного слоя это нежелательно. Что касается изотропной вязкости, то такое допущение не делается никогда, поскольку коэффициент горизонтальной вязкости на несколько порядков больше коэффициента вертикальной вязкости. В связи с этим рассмотрим вывод уравнения Прандтля для анизотропной по вязкости жидкости с переменными коэффициентами обмена

$K_L, K_z$ . Пусть соотношения характерных масштабов и величин по горизонтали и вертикали следующие:

$$\frac{H_0}{L_0} \sim \frac{W_0}{U_0} \sim \frac{K_{z0}}{K_{L0}} \ll 1. \quad (39.1)$$

Запишем уравнение установившегося двумерного движения в безразмерных переменных

$$\begin{aligned} \frac{U_0^2}{L_0} (u^* \frac{\partial u^*}{\partial x^*}) + \frac{W_0 U_0}{H_0} (w^* \frac{\partial u^*}{\partial z^*}) = - \frac{U_0^2}{L_0} (\frac{\partial p^*}{\partial x^*}) + \\ + \frac{K_{L0} U_0}{L_0^2} (\frac{\partial}{\partial x^*} K_L^* \frac{\partial u^*}{\partial x^*}) + \frac{K_{z0} U_0}{H_0^2} (\frac{\partial}{\partial z^*} K_z^* \frac{\partial u^*}{\partial z^*}), \end{aligned} \quad (39.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{W_0^2}{H_0} (w^* \frac{\partial w^*}{\partial z^*}) + \frac{W_0 U_0}{L_0} (u^* \frac{\partial w^*}{\partial x^*}) = \\ = \frac{K_{L0} W_0}{L_0^2} (\frac{\partial}{\partial x^*} K_L^* \frac{\partial u^*}{\partial x^*}) + \frac{K_{z0} W_0}{H_0^2} (\frac{\partial}{\partial z^*} K_z^* \frac{\partial u^*}{\partial z^*}). \end{aligned} \quad (39.3)$$

Все члены (39.3) имеют порядок  $H_0/L_0 \ll 1$ , в то время как в уравнение (39.2) входят члены порядка единицы. Поэтому, хотя уравнение (39.3) представляет самостоятельный интерес, оно к оценке членов в уравнении (39.2) не привлекается и далее не рассматривается.

Разделим (39.2) на  $U_0^2/L_0$

$$\begin{aligned} u^* \frac{\partial u^*}{\partial x^*} + \frac{W_0 L_0}{U_0 H_0} (w^* \frac{\partial u^*}{\partial z^*}) = - \frac{\partial p^*}{\partial x^*} + \frac{K_{L0}}{U_0 L_0} (\frac{\partial K_L^*}{\partial x^*} \frac{\partial u^*}{\partial x^*} + \\ + K_L^* \frac{\partial^2 u^*}{\partial x^{*2}}) + \frac{K_{z0} L_0}{U_0 H_0^2} (\frac{\partial K_z^*}{\partial z^*} \frac{\partial u^*}{\partial z^*} + K_z^* \frac{\partial^2 u^*}{\partial z^{*2}}). \end{aligned} \quad (39.4)$$

Сразу видно, что каждый из членов левой части и первый член правой части имеют порядок единицы. Такой же порядок имеют и безразмерные величины, стоящие в правой части уравнения в скобках. Поэтому отношение двух многочленов правой части, выражающих горизонтальное и вертикальное трение, будет по порядку величин равно

$$\frac{K_{L0}}{U_0 L_0} \frac{U_0 H_0^2}{K_{z0} L_0} = \frac{K_{L0} H_0^2}{K_{z0} L_0^2} \ll 1. \quad (39.5)$$

Следовательно, вязкость, вызванная перемешиванием в плоскости, параллельной граничной поверхности, может в уравнении пограничного слоя не учитываться. Возвращаясь после оценки членов к размерным переменным, запишем уравнение инерционно-вязкого пограничного слоя, которое совпадает с уравнением Прандтля, если принять  $K_z = \text{const}$ , ( $\partial u / \partial t = 0$ )

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} (K_z \frac{\partial u}{\partial z}). \quad (39.6)$$

В океанологии это уравнение можно применять в задачах, где направление и скорость потока не зависят от силы Кориолиса, например для течений в проливах и каньонах. В модели прибрежного и придонного пограничного слоя (за исключением его нижней логарифмической части) входит сила Кориолиса.

Уравнение Прандтля дополняется условием неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (39.7)$$

условием на границе со свободным потоком ( $U_0$ )

$$U_0 \frac{\partial U_0}{\partial x} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (39.8)$$

Внутри пограничного слоя Прандтль считал градиент давления величиной постоянной для вертикального сечения. Примененный Прандтлем прием представляет пример параметризации задачи. В океанологических решениях градиент давления можно взять по наблюдениям или ввести из дополнительных условий.

Используя безразмерные переменные, уравнение Прандтля ( $K = \text{const}$ ) можно записать в таком виде, когда решение зависит от числа Рейнольдса. Вместо двух характерных масштабов для длины и двух для скорости, можно использовать только один  $L_0, U_0$ . В этом случае безразмерные переменные по оси  $z$  не будут равны единице и оценка порядка величин немного усложнится (но даст те же результаты). Уравнение Прандтля примет вид

$$u^* \frac{\partial u^*}{\partial x^*} + w_u^* \frac{\partial u^*}{\partial z_L^*} = -\frac{\partial p^*}{\partial x^*} + \frac{1}{Re} \frac{\partial^2 u^*}{\partial z_L^{*2}} \quad (39.9)$$

Здесь индексом  $u$ ,  $L$  мы показываем, что безразмерные переменные в (39.9) имеют другой масштаб отнесения, чем в (39.2) – (39.4).

Чтобы получить универсальные относительно числа Рейнольдса (иначе инвариантные, автомодельные) решения, провоят аффинные преобразования переменных  $\tilde{z} = z_L^* \sqrt{Re}$ ;  $\tilde{w} = w_u^* \sqrt{Re}$

$$u^* \frac{\partial u^*}{\partial x^*} + \tilde{w} \frac{\partial u^*}{\partial \tilde{z}} = -\frac{\partial p^*}{\partial x^*} + \frac{\partial^2 u^*}{\partial \tilde{z}^2} \quad (39.10)$$

Чтобы решения были универсальными относительно плотности стратификации, используется аффинная координата  $\tilde{z}$ , включающая в себя помимо вертикального расстояния также устойчивость, вязкость и скорость внешнего течения. На рис. 22 показано автомодельное решение Мартина и Лонга для горизонтальной безразмерной скорости  $u^*$  уравнения установившегося вязкого стратифицированного пограничного слоя над тонкой пластиной.

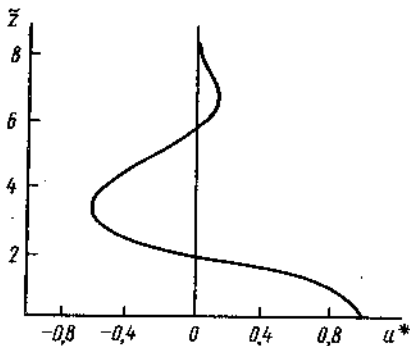


Рис. 22. Эпюра скорости в модели Мартина и Лонга (по Дж. Тернеру)

найдем уравнение ламинарного ( $K = \text{const}$ ) стратифицированного пограничного слоя

$$\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho'}{\partial x} = -K_z \frac{\partial^3 u}{\partial z^3} \quad (39.13)$$

Исходные уравнения имеют вид ( $\rho'$  – отклонение плотности от гидростатического равновесия)

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \rho_0 K_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad (39.11)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho_0 - g\rho' \quad (39.12)$$

Дифференцируя первое по  $z$ , второе по  $x$  и вычитая одно из другого,

Его автомодельное решение, показанное на рис. 22, имеет многослойный характер с двумя поверхностями смены знака скорости. Существование и положение этих поверхностей подтверждается лабораторными опытами. Интересно, что близкое к показанному на рисунке вертикальное распределение скорости наблюдается в стратифицированных течениях каньонов.

#### § 40. Прибрежные пограничные слои

Наиболее интенсивные звенья океанической циркуляции составляют течения у западных берегов океана, особенно хорошо выраженные в Северном полушарии (Гольфстрим, Куроиси, летнее Сомалийское течение) и менее сильно – в Южном (Бразильское, течение мыса Игольного, Восточно-Австралийское). Природа этих течений компенсационная, связанная с балансом суммарного переноса вод в субтропических круговоротах океана.

Полный перенос вод открытого океана (результатирующий поток от поверхности до дна) хорошо передается простым соотношением Свердруп, выражающим баланс между двумя дивергенциями массы, вызванными ветровым и геострофическим переносом в условиях меняющейся широты места ( $\beta$ -эффект). Западные течения представляют собой ярко выраженные пограничные слои потому, что названное соотношение (или его несколько модифицированное) в этом слое оказывается недействительным. Оно не просто дает неточный результат, но результат неверный по знаку. Например, если бы мы применили соотношение Свердрупа к Гольфстриму, то получили бы вместо концентрированного и быстрого течения на север слабый перенос к югу. Вместе с тем соотношение Свердрупа – это требование сохранения локального баланса массы, своего рода условие неразрывности полного потока при стационарном уровне. Не считаться с ним нельзя. Но его можно изменить с учетом особых явлений, имеющих место в струйных течениях.

Можем ли мы сказать, что особые явления создает именно берег? Не совсем так. Скорее они свойство самих струйных течений, концентрирующих свой перенос по законам, управляющим общей схемой циркуляции у западных берегов. Непаром в океанологии широко используется понятие "внутренний пограничный слой", когда имеются в виду экваториальные течения или удаленные от берега фронтальные течения. Отметим, что и в этих случаях присутствуют определенные океанические границы: граница двух геофизических полей с разным знаком параметра Кориолиса на экваторе и граница различных водных масс на фронте. Особенности пограничных слоев состоят в том, что в них приобретают значение боковая турбулентная вязкость и инерция. Как мы увидим ниже, благодаря этим силам и в результате саморегуляции поперечной эпюры скорости и вертикальной толщины верхнего слоя струйные меридиональные тече-

ния могут выходить за те рамки, которые ставятся условием неразрывности в соотношении Свердрупса.

Если модели океанической циркуляции не учитывают особенностей пограничных слоев, то они, казалось бы, не должны их замечать, оставляя белыми пятнами. Вместе с тем на картах свердруповской циркуляции или на картах современной модели В.А. Буркова (1980) эти течения хорошо представлены. Дело в том, что линии тока на моделях полного свердруповского переноса проводятся в западных пограничных слоях так, чтобы замкнуть общую циркуляцию океана, т.е. вопреки тем значениям, которые дали бы соотношения Свердрупса, если бы их применили непосредственно к этим районам. В дополнение к этому в модели Буркова используется наблюденное поле плотности, которое сформировано реальным переносом и отражает его черты, не объясняя их (так же как динамический метод). Другие более сложные модели, чтобы отразить пограничные течения, включают характерные для них силы в расчетные уравнения для всего океана.

Баланс сил в Гольфстриме находится на грани между геострофическим, инерционным и вязким течением. В связи с этим он рассматривается и как инерционный, и как вязкий пограничный слой, расход воды в котором должен компенсировать полный меридиональный перенос в открытом океане. Последний при горизонтальном дне находится из условия, что при постоянном уровне дивергенция геострофического переноса компенсируется дивергенцией дрейфового переноса. Как известно,

$$\text{Div } \vec{U}_g = -\frac{\beta}{f} V_g; \text{Div } \vec{U}_d = -\frac{\beta}{f} V_d + \frac{1}{f} \text{rot}_z \vec{\tau}; \quad (40.1)$$

где  $V_i = \int_0^H \rho v_i dz$ .

Здесь  $\vec{U}$  — вектор полного потока массы, индексы  $g, d$  относятся к геострофическому и дрейфовому переносу соответственно;  $\vec{\tau}$  — напряжение трения ветра;  $\beta$  — параметр Россби ( $\beta = \partial f / \partial y$ );  $v$  — скорость по меридиану.

Уравнение (40.1) получается из уравнений полного геострофического и дрейфового переноса при перекрестном дифференцировании и сложении каждого из них. Например, используем геострофические выражения полных потоков при горизонтальном дне

$$\frac{\partial}{\partial x} (f U_g - \frac{\partial p}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial y} (f V_g + \frac{\partial p}{\partial x}) = \frac{\partial f U_g}{\partial x} + \frac{\partial f V_g}{\partial y} - \frac{\partial^2 p}{\partial x \partial y} +$$

$$+ \frac{\partial^2 p}{\partial x \partial y} = f \frac{\partial U_g}{\partial x} + f \frac{\partial V_g}{\partial y} + V_g \frac{\partial f}{\partial y} = f \text{Div } \vec{U}_g + V_g \beta = 0. \quad (40.2)$$

Равенство нулю получается потому, что каждое стоящее в скобках геострофическое выражение равно константе (нулю). Тем же путем оперируем с выражениями полного дрейфового переноса

$$\frac{\partial}{\partial x} (f U_d - \tau_y) + \frac{\partial}{\partial y} (f V_d + \tau_x) = f \text{Div } \vec{U}_d + \beta V_d - \text{rot}_z \vec{\tau} = 0.$$

Из условия, что уровень постоянен, сумма дивергенций полных потоков равна нулю. Обозначим индексом  $S$  полный геострофический и дрейфовый перенос

$$\text{Div } \vec{U}_s = \text{Div } \vec{U}_g + \text{Div } \vec{U}_d = -\frac{\beta}{f} V_s + \frac{1}{f} \text{rot}_z \vec{\tau} = 0, \quad (40.4)$$

что равносильно соотношению Свердрупса

$$V = \frac{1}{\rho \beta} \text{rot}_z \vec{\tau}; \quad V = \int_0^H v dz. \quad (40.5)$$

При антициклоническом поле трения ветра свердруповский суммарный по вертикали меридиональный перенос в каждой точке открытого океана направлен к экватору. Вместе с тем для любой параллели на расстоянии от одного берега океана до другого сумма полных потоков на юг и на север должна быть равна нулю. Поэтому компенсация направленного к экватору свердруповского переноса должна осуществляться в прибрежном пограничном слое, где существуют какие-то условия, нарушающие свердруповское соотношение таким образом, что суммарный по вертикали меридиональный перенос меняет свое направление, но требование неразрывности (равенство нулю дивергенций) выполняется. Эти условия появляются как в вязкой баротропной, так и в инерционной бароклинной модели пограничного слоя.

Если включить в уравнения движения горизонтальную вязкость в виде

$$R_L = K_L \frac{\partial^2 V_s}{\partial x^2}, \quad (40.6)$$

то в уравнение (40.4) добавятся члены, имеющие вид

$$\frac{\partial R_L}{\partial x} + \frac{\partial R_L}{\partial y} = K_L \left( \frac{\partial^3 v_s}{\partial x^3} + \frac{\partial^3 v_s}{\partial x^2 \partial y} \right). \quad (40.7)$$

Пренебрегая вторым слагаемым, связанным с изменением скорости вдоль оси потока, добавим первое слагаемое в соотношение Свердрупса и получим уравнение вязкого пограничного слоя

$$V = \frac{1}{\rho\beta} \operatorname{rot}_z \vec{\tau} + K_L \frac{\partial^3 v}{\partial x^3}. \quad (40.8)$$

коэф. вязк. трения ветра  
коэфф. сор. переноса  
коэфф. сор. переноса  
коэфф. сор. переноса

На графиках, передающих распределение скорости поперек Гольфстрима, третья производная скорости положительна для всего ядра течения, но отрицательна вблизи правой и левой границы. Следовательно, в ядре потока вязкость может изменять направление скорости, задаваемое отрицательным ротором ветра, и позволять компенсационному потоку, не нарушая условия неразрывности, двигаться в направлении полюса. Мы можем говорить о саморегуляции формы и ширины потока, который должен сужаться при уменьшении коэффициента вязкости. На границах потока  $\partial R_L / \partial x$  меняет знак, и здесь условия неразрывности требуют противотечений, направленных к экватору.

Рассмотренный подход использован в модели Манка (Стомел, 1963) в более полной постановке с рассмотрением циркуляции океана в целом и полного выражения для горизонтальной вязкости по осям  $X$ ,  $Y$ . Манк действительно получил противотечение на мористом краю Гольфстрима, а на другом краю течения было задано условие прилипания.

Другим условием, позволяющим изменить направление прибрежного переноса, может быть изменение глубины пограничного течения вдоль оси  $y$ . Действительно, изменение толщины потока приводит к тому, что по закону сохранения момента количества движения меняется угловая скорость движения частиц и из циклонического планетарного вихря, вызванного вращением Земли, генерируется относительная завихренность, складывающаяся с завихренностью, создаваемой  $\beta$ -эффектом и ветровым полем. При вертикальном расширении потока угловая скорость частиц будет возрастать, при сжатии — уменьшаться.

Посмотрим, как при этом преобразуется уравнение (40.4). Напишем уравнение полного потока для верхнего однородного слоя толщиной  $h$  в виде

$$V \frac{f}{h} + g \frac{\partial \varphi}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho h} = 0; \quad u \frac{f}{h} - g \frac{\partial \varphi}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\rho h} = 0. \quad (40.9)$$

Подставим левые части (40.9) в (40.2) на место геострофических составляющих скорости и получим вместо (40.5) следующее уравнение вихря:

$$u \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{f}{h} \right) + v \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{f}{h} \right) = \operatorname{rot}_z \left( \frac{\vec{\tau}}{\rho h} \right). \quad (40.10)$$

Из этого уравнения следует, что при отсутствии ветра полный поток идет вдоль изолиний  $f/h$ .

Пренебрегая для наглядности поперечным переносом в пограничном слое, увидим, что соотношение Свердрупса модифицируется в (40.10) таким образом, что знак меридионального переноса может быть как "плюс", так и "минус", в зависимости от продольного наклона нижней границы потока. На этот наклон можно смотреть как на механизм саморегуляции, подобный тому, который имеет место в вязком пограничном слое (приспособление к условию неразрывности).

При двухслойном потоке градиент давления на поверхности (и во всем верхнем слое) можно выразить через наклон границы раздела между слоями. Для Гольфстрима, где наклон границы верхнего теплого и нижнего холодного слоя выражен очень отчетливо, этот переход от градиента давления к наклону границы очень удобен. Объясним его с помощью рис. 23. Обозначим толщину и плотность верхнего слоя через  $h$  и  $\rho_1$ , плотность нижнего слоя — через  $\rho_2$ . Предположим, что уровень моря

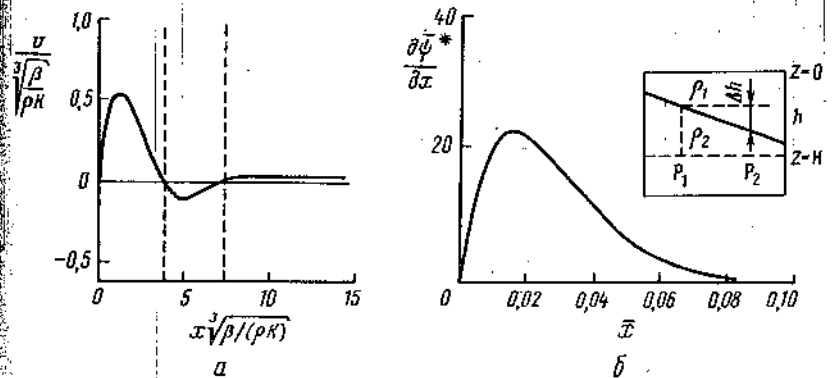


Рис. 23. Модели западного пограничного течения, по Манку (а) и Моргану (б)

горизонтален. Тогда разность давлений между точками  $\rho_1$  и  $\rho_2$  будет определяться величиной  $\Delta h(\rho_2 - \rho_1)g$ , где  $\Delta h$  — изменение глубины границы. Допустим теперь, что в нижнем



слое на горизонте  $H$  существует изостатическое равновесие, откуда следует, что  $\rho_2 = \rho_1$ . Но в таком случае наклон границы раздела слоев должен быть уравновешен обратным по знаку наклоном свободной поверхности  $\zeta$

$$-g\rho_1 \Delta\zeta = g(\rho_2 - \rho_1) \Delta h, \quad (40.11)$$

откуда следует, что

$$\frac{\partial \rho}{\partial x} = -g\rho_1 \frac{\partial \zeta}{\partial x} = g(\rho_2 - \rho_1) \frac{\partial h}{\partial x}; \quad \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial \rho}{\partial x} = g' \frac{\partial h}{\partial x}. \quad (40.12)$$

Здесь  $g' = g(\rho_2 - \rho_1) / \rho_1$ .

Обратимся теперь к уравнению Прандтля, в котором осями координат будут ось  $X$ , направленная на восток, и ось  $Y$ , направленная на север, вдоль струи течения. Пренебрежем трением и введем геострофическое соотношение

$$fv = g' \frac{\partial h}{\partial x}. \quad (40.13)$$

Благодаря (40.13) боковой перенос исключается и уравнение принимает вид

$$v \frac{\partial v}{\partial y} = g' \frac{\partial h}{\partial y}. \quad (40.14)$$

Уравнения (40.13), (40.14) — это уравнения инерционного пограничного слоя в модели Моргана. Интегрирование (40.14) по оси  $y$  приводит к уравнению Бернулли

$$\frac{v^2}{2} + g'h = B(\psi). \quad (40.15)$$

$B(\psi)$  — постоянная для каждой линии тока  $\psi$ , определяется на границе пограничного слоя, где  $v \rightarrow 0$ .

Одно из решений Моргана, учитывающее свердруповский перенос в открытом океане и изменение толщины  $h$  в пограничном слое, показано на рис. 23. Благодаря более детальной передаче структуры пограничного слоя моделью Манка этот слой

иногда называют пограничным слоем Манка. В чертах циркуляции восточного берега большие значения имеют апвеллинг и связанные с ним фронты. Восточный пограничный слой называют пограничным слоем апвеллинга.

Одна из недостаточно понятых, но очень ярко выраженных черт прибрежных пограничных слоев состоит в том, что струйки вдольбереговых течений приурочены к вершине материкового склона — это наблюдается и у западного, и у восточного берега, а также в морях.

#### § 41. Ледяные берега и структура ледовой пограничной зоны

Ледяные берега Антарктиды имеют протяженность около 27 тыс. км при высоте омываемого водой среза около 200 м. Площадь граничной поверхности вода — лед значительно увеличивается, если учесть подводную часть ледников и айсберги, число которых с удалением от берега уменьшается приблизительно по экспоненциальному закону, как показывают осредненные по широте эмпирические данные В.Х. Буйницкого (1973). Термобатиграфические съемки, выполнявшиеся вокруг айсбергов в летнее время, показывают распределение температур, свидетельствующее о сложном трехмерном характере движения воды. Неравномерное охлаждение воды должно вызывать ячеистые циркуляции. Реальная картина осложняется активизацией вынужденных движений воды вблизи стенок, связанной с ветром, течениями и приливами.

Локальный теплообмен на границе  $q$  зависит от разности температур воды и твердого тела, скорости движения воды  $W$ , локального числа Рейнольдса  $Re$  и Грасхофа  $Gr$  и, в свою очередь, влияет на эти параметры. Одна из простых схем таких связей показана ниже по классической монографии Гребера и др. (1958)

$$q(z) = \alpha(z) \Delta T; \quad \alpha(z) = Nu(z) \lambda / z, \quad (41.1)$$

$$Nu(z) = c_1 Re(z)^{1/2} Pr^{1/3} \text{ при } Re(z) < 5 \cdot 10^5, \quad (41.2)$$

$$Nu(z) = c_2 Re(z)^{4/5} Pr^{1/3} \text{ при } Re(z) > 5 \cdot 10^5, \quad (41.3)$$

$$Re(z) = \frac{Wz}{\nu} = c_3 Gr^{1/2}(z); \quad Gr(z) = Ra(z) Pr = \frac{g \alpha \Delta T z^3}{\kappa \nu} Pr. \quad (41.4)$$

Здесь  $Z$  - текущая координата, отсчитываемая от края барьера;  $\alpha$  - коэффициент теплоотдачи;  $N$  - локальное число Нуссельта;  $Pr = \nu/k$  - число Прандтля;  $Ra$  - число Рейлея;  $C$  - коэффициент пропорциональности;  $\nu, k, \lambda$  - коэффициенты молекулярной кинематической вязкости, температуропроводности и теплопроводности. В скобках отметим, что в некоторых геофизических задачах с использованием критерия Грасхофа принимаются турбулентные значения этих коэффициентов.

Схема (41.1) - (41.4) использовалась для оценки масштабов теплообмена воды у берегов Антарктиды и возможности ее охлаждения без опреснения. Результаты расчетов (при  $C_1 = 0,33$ ;  $C_2 = 0,037$ ;  $C_3 = 0,55$ ) и с использованием молекулярных коэффициентов обмена оказались реалистичными. Они показали, что в современных условиях теплообмен достаточен для стаивания льда в объеме, примерно равном его нарастанию за счет местных осадков. Задачу об охлаждении вод без их опреснения нельзя считать решенной - для правильной оценки этого процесса нужно учитывать явление двойной диффузии.

Особенность тонкого ламинарного слоя воды на границе со льдом состоит в его сложной плотностной стратификации. У пресной воды на границе со льдом стратификация связана с тем, что охлаждение воды при соприкосновении со льдом создает слой максимальной плотности не у самой границы, а на удалении от нее. В связи с этим у вертикальной поверхности льда возникает двойное течение: легкой и холодной воды вверх по ледяной поверхности и более теплой тяжелой воды вниз (рис. 24).

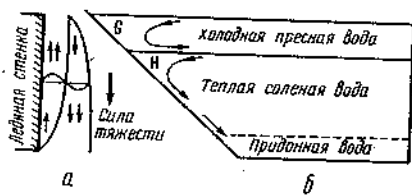


Рис. 24. Двойная конвекция пресной воды у ледяной стенки (а) и лабораторная модель конвекции Гилла и Тернера (б)

ности воды ( $1,4 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ ) оказывается на два порядка больше, чем коэффициент молекулярной диффузии растворенной соли ( $1,3 \cdot 10^{-9} \text{ м}^2/\text{с}$ ). Поэтому молекулярная передача тепла в воде происходит в десять раз быстрее, чем молекулярный обмен растворенной солью (согласно уравнению диффузии скорость выравнивания субстанции пропорциональна корню квадратному из

коэффициента температуропроводности или диффузии).

Не учитывая эффекта уплотнения при двойной диффузии (тепла и солей), можно сделать ошибочный вывод о том, что ледяные берега Антарктиды не участвуют в образовании приполярных антарктических вод, так как, охлаждая омывающие их воды, льники одновременно опресняют всю охлажденную воду (так было бы в том случае, если бы скорость передачи тепла и солей была одинакова).

На возможность образования приполярных вод при таянии льда за счет двойной диффузии впервые обратили внимание английские ученые Гилл и Тернер. Их соображения были обоснованы лабораторными опытами, в которых слой охлажденной, но легкой воды может быть создан за счет таяния льда при комнатной температуре на поверхности соленой воды (см. рис. 24, б). В опытах замечено, что погружение охлажденной воды протекает не беспорядочно, а по склону экспериментального бассейна, так как максимальное охлаждение, приходящееся на единицу объема воды нижнего слоя, происходит в его мелководной зоне  $H$ . Наиболее холодные воды верхнего слоя расположены также вблизи склона, так как там они защищены от потока тепла снизу.

Интенсификация процессов охлаждения на мелководье - характерная черта океана, объясняющая то, что образование льдов и холодных глубинных вод происходит прежде всего у берега. Привязанность льдов к берегу была известна очень давно и побудила ученых XVII века дать рекомендации направить экспедиции из Европы в Китай через Северный полюс маршрутами, удаленными от берега (что имело трагические последствия).

Закономерность расположения льдов у берега позволяет говорить о типичной структуре прибрежной ледовой зоны, которая своими контрастными свойствами напоминает остальные пограничные зоны океана и составляет в целом некоторую равновесную диссипативную систему. Первую структурную часть этой зоны составляет подошва припая - узкая полоса, в которой лед спаян с берегом. Вторая зона - собственный припай, составляющий при устойчивых ветрах от берега полосу шириной в несколько десятков километров. Третья закономерная часть - это узкая (в морозную погоду шириной в несколько сотен метров) полоса открытой воды. Затем идут полосы молодого льда нарастающих размеров по вертикали и горизонтали. Такая правильная структура ледовой прибрежной зоны характерна для устойчивого режима ветра, направленного от берега. Например, зимой в прибрежной зоне Антарктиды господствует муссонный отжимной ветер и под его влиянием формируются сравнительно правильные чередования названных зон, местами нарушаемые циркуляционными круговоротами. Согласно А.Ф. Трешникову, зона польных (включая чистую воду и молодой лед) прослежена почти вокруг всего материка Антарктиды в разное время года и имеет ширину 10-25 миль.

Несмотря на более сложные ледовые условия в Арктике, заприпайная полынья и примыкающий к ее мористому краю молодой лед характерны и там. Протяженность зоны заприпайных полыней в морях Советской Арктики составляет около 6000 км, ширина, считая открытую воду и молодой лед до 30 см, — около 50 км. При этом для большей части зоны повторяемость существования полыней в феврале — марте составляет 70–100%. Полыньи существуют и в темное время года, в декабре и январе (Таран, 1983).

При отжимном ветре от берега нужно учитывать, что даже при устойчивом постоянном ветре движение воды непосредственно у берега или припая не может мгновенно приходиться в равновесие с ветром: требуется определенный радиус поворота для того, чтобы суммарный перенос воды установился поперек ветра. Это обстоятельство способствует возникновению вертикальной циркуляционной ячейки с подъемом воды у берега и погружением на расстоянии

$$s = 2\tau / (ht^2), \quad (41.5)$$

где  $\tau/h$  — напряжение ветра, рассматриваемое как массовая сила.

Циркуляционные ячейки у кромки льда зарегистрированы наблюдениями и показаны на некоторых теоретических схемах.

В заприпайных полынях происходят интенсивные процессы выхолаживания и осолонения воды при непрерывном образовании и сносе в мористую часть кристаллов льда (ледяное сало). Ледяные иглы переходят в молодой лед в мористой части полыньи. Процесс расширения полыньи ветром и сужения за счет образования нового молодого льда составляет подвижное динамическое равновесие. Равновесная ширина полыньи зависит от скорости ветра и теплоотдачи. Запишем суммарную потерю тепла, необходимую для образования льда

$$\lambda_i = k_T w (T_W - T_a) t + k_e w (E - e) \rho L t + Q_R t, \quad (41.6)$$

где  $i$  — толщина льда;  $\lambda$  — скрытая теплота кристаллизации;  $k_T$  — коэффициент теплоотдачи;  $w$  — скорость ветра;  $T_W$ ,  $T_a$  — температура воды и воздуха;  $k_e$  — коэффициент испарения;  $E$ ,  $e$  — насыщающая и фактическая упругость водяного пара;  $\rho$  — плотность воды;  $L$  — скрытая теплота испарения;  $Q_R$  — радиационный теплообмен;  $t$  — время.

Время, необходимое для дрейфа воды через полынью шириной  $l$ , равно

$$t = l / k_W w, \quad (41.7)$$

где  $k_W$  — ветровой коэффициент с учетом угла между нормалью к полынье и направлением дрейфа.

Подставляя (41.7) в (41.6), получим выражение для равновесной ширины полыньи, при которой время сноса воды через полынью равно времени нарастания льда заданной толщины (например, ильаса толщиной 5 см):

$$l = \frac{w \lambda i}{w k [k_T (T_W - T_a) + k_e (E - e) \rho L] + k_W Q_R}. \quad (41.8)$$

С возрастанием скорости ветра величина  $k_W Q_R$  остается неизменной, а остальные члены правой части растут в одинаковой мере. Отсюда легко определить предельную ширину полыньи при неограниченном возрастании скорости ветра

$$\lim_{w \rightarrow \infty} l = \frac{\lambda i}{k_W k_T (T_W - T_a) + k_W k_e (E - e) \rho L}. \quad (41.9)$$

Для зимних условий, характерных для побережья Антарктиды на широте полярного круга ( $\Delta T = 14^\circ$ ,  $\Delta e = 3$  мм), максимальная ширина открытой воды оказывается равной 7,2 км, при коэффициенте ветрового дрейфа 0,02.

Наблюдения за полыньей, выполненные у шельфового ледника Лазарева (около  $70^\circ$  ю.ш., ст. Лазарев), показали, что потери тепла в прибрежной полынье составляют за год  $210 \text{ ккал/см}^2$ , а суммарный прирост взламываемого и сносимого ветром льда около 12 м. Это гораздо меньше, чем масса льда, сносимого в виде игл, так как средняя толщина взламываемого льда составляла 0,5 м, а скорость нарастания льда обратно пропорциональна его толщине. Например, возьмем для наглядности простейшую формулу Стефана

$$i^2 = 12 \Delta T t; \quad c = i/t = 12 \Delta T / i, \quad (41.10)$$

где  $c$  — средняя скорость нарастания льда до толщины  $i$ .

Действительно, потери тепла в  $210 \text{ ккал/см}^2$  соответствуют нарастанию ледяных кристаллов, равных по своей массе слою льда толщиной в 26 м. Часть ледяных игл увлекается нисходя-

щими токами воды и создает значительный слой внутриводного льда под припаем 5-8 м. Суммарная толщина образующегося за зиму льда составляет для различных арктических полынней 6-8 м, а повышение солености колеблется от 2-3% до 6-15%.

Теплозапас в полыннях больше, чем тепловой сток арктических рек. Конвективное перемешивание в полыннях и система локальной циркуляции вод приводят к выносу на поверхность теплых глубинных вод. Предполагается, что отдельные полынни составляют единственные места выхода на поверхность атлантических вод в Арктике. Возможно, что полынни составляют около 5% площади арктических морей и на их долю приходится около 50% теплоотдачи. В Арктическом бассейне удельная теплоотдача воды через полынни за шесть зимних месяцев более чем в десять раз превосходит удельную теплоотдачу через лед.

Полынни местами создают на прилегающих побережьях арктических морей зимы с теплым ядром, вызывают регенерацию циклонов и циклогенез, поддерживают особый тип ветра - "ледовый бриз", направленный с моря к полынне и ограничивающий ее размеры.

Благодаря облегченному проникновению света и вертикальной циркуляции в полынне создаются условия повышенной биопродуктивности. Там, где полынни проецируются на мелководье, биомасса бентоса возрастает от 0,05 до 0,2-0,5 кг·м<sup>-2</sup> (Новоземельская полыння). Полынни привлекают морских млекопитающих и птиц (моржей, нерп, тюленей, песцов, белых медведей, чаек и др.).

Многогочисленные колонии императорских пингвинов, обитающие на антарктическом припае в зимнее время, не могли бы существовать без заприпайной полынни, где они находят обильную пищу. Но жизнь не только концентрируется в относительной близости к границе вода - лед, но и спускается непосредственно на этой границе. По В.Х. Буйницкому (1974), концентрация планктона на нижней границе антарктического припая толщиной 1,6-1,7 м в весеннее и летнее время в 110-140 раз превышала концентрацию в воде. Значительными (до 2240 экз. в 1 см<sup>3</sup>) оказались и концентрации организмов внутри льда недалеко от границы с водой. Сгустки планктона усиливают таяние льда и уменьшают его прочность. Исследования аквалангистов на дрейфующих станциях "Северный полюс" обнаружили на нижней поверхности льда в осветленных участках и выемках слой концентрированного планктона толщиной в десятки см.

Проникновение радиации через лед происходит хуже, чем через воду, но не прерывается полностью. Арктический лед двухметровой толщины пропускает около 10% вошедшей радиации, а лед толщиной в 3 м - около 4%. Для чистой воды Центрального Арктического бассейна величины проникающей на те же горизонты радиации составляют 19 и 13%. При этом сопоставлении, однако, не учитывается большое по сравнению с водой

альбедо ледяного покрова. Отличительные особенности полынни (чистая вода, интенсивное льдообразование, осолонение и перемешивание, отапливающий воздух эффект, возникновение туманов и ледового бриза, богатство жизни) позволяют выделять ее в особый тип физико-географического ландшафта.

Средняя площадь океана, занятая льдом, составляет около 6% его поверхности, а наиболее активные зоны приледниковой конвекции (в море Уэдделла, у Гренландии и в других местах) - незначительные доли процента. Но именно через них осуществляется вентиляция придонных вод всего океана, что обеспечивает пополнение их запасами кислорода. Ежегодное образование холодных и соленых вод в море Уэдделла составляет 2·10<sup>14</sup> м<sup>3</sup>.

М.И. Бudyко считает современный ледовый покров океана неустойчивым и переходным состоянием поверхности между двумя климатически устойчивыми состояниями: полное отсутствие морских льдов или полное покрытие планеты льдами. При исчезновении морских льдов (а это без принятия регулирующих мер по поступлению в атмосферу углекислого газа может произойти, по мнению М.И. Бudyко, к 2060 г.) зимняя температура в районе Северного полюса повысится приблизительно на 22°, а летняя - на 8°.

#### § 42. Структура придонного пограничного слоя

Считается, что структурные единицы придонного пограничного слоя те же, что и планетарного пограничного слоя атмосферы. Вязкий ламинарный подслой имеет толщину

$$\delta = 5 \div 12 \nu / u_* , \quad (42.1)$$

где  $\nu$  - кинематическая молекулярная вязкость ( $\sim 1,2 \times 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с),  $u_*$  - скорость трения ( $\sim 10^{-2}$  м/с).

Переходная зона, в которой генерируется турбулентность, простирается до  $30 \div 70 \nu / u_*$ . Значение скорости трения приблизительно оценивается по скорости геострофического движения на границе придонного слоя

$$30 u_* \sim u_g . \quad (42.2)$$

Турбулентный логарифмический слой прямолинейного переноса простирается, по Уимбушу и Манку, до высоты

$$H_L \sim 2 u_*^2 / (u_g f) . \quad (42.3)$$

Турбулентный экмановский слой (слой разворота вектора скорости) имеет, по Монину и Яглому, высоту

$$H_E \sim 0,4 u / f. \quad (42.4)$$

Толщина экмановского придонного слоя по многочисленным наблюдениям, а также расчетам составляет в среднем около 50 м, толщина логарифмического слоя — несколько метров. Для логарифмического слоя характерно вращательное движение в форме катков, наблюдаемых также в реках. Характерная черта ламинарного подслоя состоит в периодических пульсациях. Период пульсаций определяется формулами

$$T = \frac{4}{\pi} \frac{u_0^2}{u_*^2} \quad \text{или} \quad T = B \frac{V}{u_*^2}, \quad (42.5)$$

где  $u_0$  — скорость на границе развитой турбулентности,  $B \sim 100-500$  в зависимости от параметров эюры скорости логарифмического слоя.

Для подледного течения на оз. Байкал было найдено, что пик пульсаций приходится на период колебаний 100 с ( $u_* = 0,24 \cdot 10^{-2}$  м/с).

### § 43. Пути расчета течений придонного слоя

Расчет течений придонного слоя становится задачей практического значения в связи с планами эксплуатации минеральных ресурсов морского дна. Общая динамическая структура придонного слоя океана изучена еще недостаточно полно, но предполагается, в главных чертах, подобной структуре планетарного пограничного слоя атмосферы (слой трения), естественно, с поправками на различия физических свойств воды и воздуха. Использование модели планетарного пограничного слоя для расчетов придонных течений требует как минимум знания скорости геострофических течений на верхней границе придонного слоя.

Для нахождения придонной геострофической скорости может быть использован любой метод расчета циркуляции, дающий поле скорости на заданном произвольном горизонте, поскольку этот горизонт может служить отсчетной поверхностью для перехода к границе придонного слоя, например по формуле

$$v(z_2) - v(z_1) = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial}{\partial x} \int_{z_1}^{z_2} \rho p dz = \frac{1}{f} \frac{\partial D}{\partial x}; \quad D = \int_{p_1}^{p_2} \alpha dp, \quad (43.1)$$

где  $\alpha$  — удельный объем,  $D$  — расстояние в динамических единицах.

В динамическом методе из дополнительных физических соотношений определяется поверхность, на которой значения скорости могут быть приняты равными нулю. В методе В.А. Буркова (1972) из дополнительного физического условия теории полных потоков определяется придонная геострофическая скорость, которая далее служит отсчетной поверхностью для нахождения остальных скоростей. В верхнем пограничном слое учитывается трение. В диагностическом методе А.С. Саркисяна (1977) на основе теории полных потоков составляется уравнение для наклона урвненной поверхности  $\zeta$  имеющее вид

$$\Delta \zeta + a_1 \zeta'_x + a_2 \zeta'_y = L(x, y), \quad (43.2)$$

где  $\Delta$  — оператор Лапласа;  $L(x, y)$ ,  $a_i$  — функции, вычисляемые в каждом узле расчетной сетки по заданным значениям плотности, ветра и рельефа дна.

Из дополнительного условия (динамический метод) определяются высоты уровня на границах исследуемой области и численным методом последовательных приближений находят высоту и наклон уровня во внутренних точках поля (задача Дирихле). По наклону свободной поверхности получают геострофическую и квазигеострофическую (с учетом трения) скорость верхнего слоя. Используя эту скорость как отсчетную переходят к скоростям на остальных горизонтах.

Принципиально очень простой, но практически громоздкий способ расчета скорости основан на балансе какой-либо субстанции (плотность, температура, завихренность поля скорости, концентрация растворенного вещества). Этот способ предложен менее 10 лет тому назад и получил название инверсионного (т.е. обратного балаксового). В его основе лежит современное представление о том, что в глубинной области океана, вне пограничных слоев, перемешивание вод играет в балансе очень незначительную роль и уравнение локального баланса может быть выражено без учета этого процесса. Примером метода может служить задача нахождения таких значений скорости и давления, которые, с одной стороны, удовлетворяли бы геострофическим соотношениям и условию гидростатики и, с другой, обеспечили бы минимум суммы взвешенных среднеквадратических значений навязок в балаксовых уравнениях сохранения вихря и плотности

$$f(v) = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x}; \quad f(u) = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y}; \quad \frac{\partial p}{\partial z} = \rho \rho, \quad (43.3)$$

$$\beta r - f \frac{\partial w}{\partial z} = 0; u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y} + w \frac{\partial p}{\partial z} = 0. \quad (43.4)$$

Наиболее короткий путь к определению придонной скорости связан с использованием метода Буркова.

#### § 44. Метод Буркова

Ниже используется нестандартная запись, которая сокращает выкладки, не уменьшая их наглядности. Введем обозначения:

$\lambda_i$  - альтернативный вектор ( $\lambda_1 = -1, \lambda_2 = 1$ );  $i = 1, 2$ ;  
 $k = 1, 2; i \neq k; x_1 = x; x_2 = y; x_3 = z; u_1 = u; u_2 = v$ .

Ось  $X$  направлена на восток, ось  $Y$  - на север, ось  $Z$  - вниз. Запишем квазигеострофический баланс сил по оси  $K$ , в который входит скорость по оси  $i$

$$0 = \lambda_i \bar{\rho} f u_i - \frac{\partial p}{\partial x_k} - \frac{\partial \tau_k}{\partial z}. \quad (44.1)$$

Уравнение гидростатики

$$0 = -\frac{\partial p}{\partial z} + g \rho. \quad (44.2)$$

Уравнение неразрывности полных потоков

$$\frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_2}{\partial x_2} = 0; u_i = \int_0^H u_i dz, \quad (44.3)$$

где  $H$  - глубина верхней границы придонного слоя трения.

Дифференцируем (44.1) по  $Z$  и (44.2) по  $x_k$

$$0 = \lambda_i \bar{\rho} f \frac{\partial u_i}{\partial z} - \frac{\partial^2 p}{\partial x_k \partial z} - \frac{\partial^2 \tau_k}{\partial z^2}, \quad (44.4)$$

$$0 = -\frac{\partial^2 p}{\partial x_k \partial z} + g \frac{\partial \rho}{\partial x_k}. \quad (44.5)$$

Вычитая (44.5) из (44.4), получаем

$$0 = \lambda_i \bar{\rho} f \frac{\partial u_i}{\partial z} - g \frac{\partial \rho}{\partial x_k} - \frac{\partial^2 \tau_k}{\partial z^2}. \quad (44.6)$$

Интегрируем (44.6) от  $Z$  по  $H$  (верхняя граница придонного слоя трения), полагая, что  $\partial \tau_k(H)/\partial z = 0$ ,

$$0 = \lambda_i \bar{\rho} f [u_i(H) - u_i(z)] - g \frac{\partial}{\partial x_k} \int_z^H \rho dz + g \rho(H) \frac{\partial H}{\partial x_k} + \frac{\partial \tau_k(z)}{\partial z}. \quad (44.7)$$

Снова интегрируем полученное уравнение, на этот раз от 0 по  $H$ . По-прежнему полагаем  $\tau_k(H) = 0$ . Делим результат на параметр Кориолиса и получаем полный перенос массы воды

$$\lambda_i \bar{\rho} u_i = \lambda_i \bar{\rho} u_i(H) H - \frac{g}{f} \frac{\partial}{\partial x_k} \int_0^H \rho dz + \frac{g}{f} \rho(H) H \frac{\partial H}{\partial x_k} - \frac{\tau_k(0)}{f}. \quad (44.8)$$

За счет того, что интегрирование выполнено от горизонтальной плоскости  $Z = 0$ , в уравнение (44.8) не вошел баротропный перенос, вызванный наклоном ровенной поверхности и равный

$$\bar{\rho} u_{i0} = \frac{g}{f} \rho(\varphi) H \frac{\partial \varphi}{\partial x_k}. \quad (44.9)$$

В дальнейшем этот перенос будет учтен через уравнения (44.13), (44.14). Уравнение (44.8) - расчетное уравнение метода Буркова. Второй, третий и четвертый члены правой части вычисляются в узлах расчетной сетки по заданным полям плотности и трения ветра. Придонная скорость  $u_i(H)$ , входящая в первый член правой части, - искомая величина. Левая часть уравнения представляет собой полный поток, который определяется по теоретическим соотношениям для полных потоков. Перепишем (44.8) для осей  $X, Y$

$$u(H) \bar{\rho} H = \bar{\rho} u - \frac{1}{f} \frac{\partial \Delta p}{\partial y} + \frac{g H}{f} \rho(H) \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\tau_y(0)}{f}, \quad (44.10)$$

$$v(H)\bar{\rho}H = \bar{\rho}V + \frac{1}{f} \frac{\partial \Delta P}{\partial x} - \frac{\partial H}{f} \rho(H) \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\tau_x(0)}{f}, \quad (44.11)$$

$$\Delta P = \int_0^H \int g \rho dz dz, \quad (44.12)$$

потенциальная энергия столба воды 0-H.

Интеграл  $\int g \rho dz$  - приращение давления в слое  $z-H$ .

Для определения полных потоков Бурков использует соотношения Свердруп, справедливые при горизонтальном дне и отсутствии бокового трения

$$V = \frac{1}{\bar{\rho}\beta} \text{rot}_z \bar{\tau}, \quad (44.13)$$

$$u = \int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial}{\partial y} V dx, \quad (44.14)$$

где  $x_2$  - восточная граница океана;  $\beta = \partial \rho / \partial y$  - параметр Россби.

В зоне западных пограничных течений, где боковое трение существенно, полный поток вычисляется как компенсационное течение, расход которого уравновешивает циркуляцию открытого океана (Стоммел, 1963). Карта средних многолетних значений свердруповского переноса составлена для Мирового океана с добавлением полного переноса для Антарктики, оцененного на основе инструментальных наблюдений (Бурков, 1980). В рассматриваемом методе подобная карта выполняет ту же роль, что и карта нулевой отсчетной поверхности в обычном динамическом методе.

Сочетание уравнений модели Буркова, учитывающих наклон дна, и соотношений Свердруп, предполагающих дно горизонтальным, составляет некоторое противоречие, сглаживаемое дополнительной операцией, в которой используется уравнение дивергенции полных потоков, получаемое следующим путем. Продифференцируем (44.10) по  $x$  и (44.11) по  $y$  и, сложив результат, получим

$$0 = \bar{\rho} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = \left( \frac{\text{rot}_z \bar{\tau}}{f} + \frac{\beta}{f^2} \tau_x(0) \right) + \bar{\rho} (u(H) \frac{\partial H}{\partial x} +$$

$$+ v(H) \frac{\partial H}{\partial y}) - \frac{\beta}{f} (\bar{\rho} v(H) H - \frac{1}{f} \frac{\partial \Delta P}{\partial x} + \frac{\rho(H) \partial H}{f} \frac{\partial H}{\partial x}). \quad (44.15)$$

В этом уравнении Буркова принято, что дивергенция придонной геострофической скорости определяется  $\beta$ -эффектом

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = - \frac{\partial w}{\partial z} = -v \frac{\beta}{f}. \quad (44.16)$$

Обозначим через  $u_G(H)$ ,  $v_G(H)$  компоненты придонной скорости, получаемые в предположении, что дно горизонтально. Найдем эти компоненты по уравнениям (44.10), (44.11), (44.13), (44.14). Введем, согласно Буркову, допущение о равенстве модуля придонной скорости при наклонном и горизонтальном дне

$$u_G^2(H) + v_G^2(H) = u^2(H) + v^2(H). \quad (44.17)$$

При наклонном дне подстановка величин  $u_G(H)$  и  $v_G(H)$  в уравнение дивергенции (44.15) даст некоторую невязку, т.е. не обратит это уравнение в нуль. Невязку можно устранить в рамках условия (44.17) путем разворота вектора скорости, при котором будут изменяться значения составляющих  $u(H)$ ,  $v(H)$ . Задача решается численным подбором нужных значений. В результате вектор скорости поворачивается ближе к направлению изобаты, сохраняя свою величину. Из двух положений вектора, отвечающих уравнениям (44.15) и (44.17), выбирается то, которое имеет меньший угол с изобатой.

Примечание. В рассмотренной схеме есть два уязвимых момента. Во-первых, это необходимость привязки расчета к восточному берегу океана (44.14), не осуществимая для Антарктики и затруднительная для других удаленных от берега мест. Во-вторых, это допущение горизонтальности дна (44.13), требующее дальнейшей поправки.

В случае наклонного дна соотношение Свердруп (44.13) имеет следующий обобщенный вид:

$$V = \frac{1}{\bar{\rho}\beta} \text{rot}_z \bar{\tau} - \frac{1}{\bar{\rho}\beta} J(H, \rho(H)), \quad (44.18)$$

где  $J$  - оператор Якоби,  $\rho(H)$  - придонное давление.

$$J(H, p(H)) = \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial p(H)}{\partial y} - \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial p(H)}{\partial x}$$

Градиент придонного давления зависит от наклона уровня поверхности и в этом состоит трудность расчета Якобиана. Кроме того, градиент можно выразить через геострофические соотношения

$$\frac{\partial p(H)}{\partial x} = f\rho(H)v(H); \quad \frac{\partial p(H)}{\partial y} = -f\rho(H)u(H).$$

Тогда

$$V = \frac{1}{\rho\beta} \operatorname{rot}_z \vec{F} + \frac{f}{\rho\beta} \rho(H)u(H) \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{f}{\rho\beta} \rho(H)v(H) \frac{\partial H}{\partial y}.$$

Новая запись содержит три неизвестные величины и может быть использована только в системе с двумя другими независимыми уравнениями.

#### § 45. Метод Фомина

В основе метода лежит принцип минимума кинетической энергии в геострофическом движении. А.А. Зайцев (1973) показал, что в широком классе движений идеальной жидкости наименьшее значение для полной энергии имеет геострофическое движение. Этот вывод, поскольку он делается для идеальной жидкости, нуждается при применении к морским течениям в расширенной интерпретации. Л.М. Фомин (1984) дополняет его следующими соображениями. Геострофичность — простейшее состояние баланса сил. Оно достигается при завершении взаимного приспособления полей скорости и плотности, когда угасают нелинейные процессы перераспределения энергии. Поля скорости и плотности должны быть согласованы с рельефом дна. Геострофическое поле скорости представляется как бы вырожденным и утратившим способность к перестройке. Кинетическая энергия геострофических течений находится на каком-то низшем уровне. Приведенные соображения не заменяют доказательств, и вывод о минимуме кинетической энергии нуждается в экспериментальной проверке.

Принцип минимума Фомина формулирует следующим образом: "При геострофическом балансе в поле скорости течений рельеф свободной поверхности океана, распределение плотности воды и рельеф дна находятся в таком взаимном соответствии, при ко-

тором суммарная по вертикали кинетическая энергия течения минимальна в каждой точке горизонтального пространства и при этом поле скоростей удовлетворяет условию неразрывности движения. Сформулированный принцип минимума — частный случай принципа наименьшего действия Гамильтона, используемого в механике".

Математическая формулировка модели следующая:

$$fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = 0; \quad fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = 0; \quad g\rho - \frac{\partial p}{\partial z} = 0; \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (45.1)$$

Граничное условие на поверхности

$$w = 0 \quad \text{при} \quad z = 0. \quad (45.2)$$

Граничное условие на дне

$$w = u(H) \frac{\partial H}{\partial x} + v(H) \frac{\partial H}{\partial y}. \quad (45.3)$$

Условие минимальной кинетической энергии течения на вертикали

$$\varepsilon = \frac{1}{2} \int_0^H \rho(u^2 + v^2) dz \quad \text{минимально.} \quad (45.4)$$

Практически это условие реализуется в модели следующим образом:

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial u_0} = 0 \quad \text{при} \quad \frac{\partial^2 \varepsilon}{\partial u_0^2} > 0; \quad \frac{\partial \varepsilon}{\partial v_0} = 0 \quad \text{при} \quad \frac{\partial^2 \varepsilon}{\partial v_0^2} > 0, \quad (45.5)$$

где  $u_0, v_0$  — геострофические скорости на поверхности.

Условие неразрывности геострофического движения по меридиану

$$\frac{\beta}{f} v = \frac{\partial w}{\partial z}. \quad (45.6)$$

Проинтегрировав (45.6) от поверхности до дна с учетом граничных условий, получим



$$\frac{\beta}{f} \int_0^H v dz = w(H) - w(0) = u(H) \frac{\partial H}{\partial x} + v(H) \frac{\partial H}{\partial y}. \quad (45.7)$$

Скорость геострофического течения Фомин записывает в виде суммы баротропной и бароклининой компоненты. Обозначим через  $u_0, v_0$  постоянные по глубине баротропные компоненты скорости, а через  $u_k, v_k$  — бароклинные

$$u(z) = u_0 + u_k(z); \quad v(z) = v_0 + v_k(z). \quad (45.8)$$

Если те же компоненты записать через геострофические соотношения, то уравнения (45.8) примут вид

$$u(z) = \frac{g}{f} \frac{\partial \varphi}{\partial y} - \frac{g}{f \rho} \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial y} dz; \quad v(z) = -\frac{g}{f} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + \frac{g}{f \rho} \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz, \quad (45.9)$$

откуда ясно, что при  $z = 0$   $u(z) = u_0, v(z) = v_0$ , т.е. скорости на поверхности равны баротропным составляющим. Подставив (45.8) в (45.7), получим

$$\frac{\beta}{f} \int_0^H v_k dz + \frac{\beta}{f} v_0 H = u_0 \frac{\partial H}{\partial x} + u_k(H) \frac{\partial H}{\partial x} + v_0 \frac{\partial H}{\partial y} + v_k(H) \frac{\partial H}{\partial y}. \quad (45.10)$$

Индекс  $H$  у баротропных составляющих скорости не ставится, поскольку они не изменяются с глубиной. Введем обозначения

$$A_x = \frac{1}{f} \frac{\partial H}{\partial x}; \quad A_y = \frac{1}{f} \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\beta H}{f^2}. \quad (45.11)$$

Теперь интегральное условие неразрывности (45.10) можно переписать так:

$$A_x u_0 + A_y v_0 = \frac{\beta}{f^2} \int_0^H v_k dz - \frac{1}{f} \left( \frac{\partial H}{\partial x} u_k(H) + \frac{\partial H}{\partial y} v_k(H) \right). \quad (45.12)$$

Вернемся к уравнению (45.4), введя в него запись (45.8)

$$\varepsilon = \frac{\bar{\rho}}{2} \int_0^H [(u_0 + u_k)^2 + (v_0 + v_k)^2] dz. \quad (45.13)$$

В этом уравнении величины бароклининых составляющих скорости  $u_k, v_k$  предопределены распределением плотности, полученным из наблюдений (45.9). Таким образом, минимизация величины  $\varepsilon$  может осуществляться только подбором баротропных составляющих скорости  $u_0, v_0$ , иначе, изменением наклона свободной поверхности. Считая величины  $u_0, v_0$  постоянными по вертикали, мы можем, однако, менять их значения в целом в пределах, допускаемых интегральным условием неразрывности (45.12).

Заменяем в (45.13)  $v_0$  на значение этой величины по (45.12), выраженное через  $u_0$  и другие члены. После этого про дифференцируем (45.13) по  $u_0$  и приравняем нулю. В результате этих операций Фомин находит  $u_0$ , приводящее к минимизации

$$u_0 = -(A_x^2 + A_y^2)^{-1} \left\{ A_y \frac{1}{H} \int_0^H u_k dz + A_x^2 u_k(H) + \frac{1}{f} \frac{\partial H}{\partial y} A_x \left[ v_k(H) - \frac{1}{H} \int_0^H v_k dz \right] \right\}. \quad (45.14)$$

Заменяя в (45.13) на значение этой величины по (45.12), выраженное через  $v_0$  и другие члены, дифференцируя результат по  $v_0$  и приравнявая к нулю, Фомин находит  $v_0$ , отвечающее условию минимизации:

$$v_0 = -(A_x^2 + A_y^2)^{-1} \left\{ (A_x^2 - A_y \frac{\beta H}{f^2}) \frac{1}{H} \int_0^H v_k dz + \frac{1}{f} \frac{\partial H}{\partial y} A_y v_k(H) + A_x A_y \left[ u_k(H) - \frac{1}{H} \int_0^H u_k dz \right] \right\}. \quad (45.15)$$

В завершение приводится проверка знаков вторых производных  $\xi$ , которые при минимуме функции должны быть положительны (45.5).

Таким образом, модель определяет положение отсчетной поверхности ( $Z = 0$ ) и скорость на ней, а это позволяет перейти по формулам (45.9) к скорости на интересующем нас прилонном горизонте. Органическое сопоставление расчетов по предложенной модели с результатами инструментальных наблюдений и расчетов по модели Саркияна показывает их согласованность.

**Примечание.** Дискуссионный момент рассмотренной модели состоит в том, что интегральное условие неразрывности (45.7) не учитывает источники и стоки, создаваемые вблизи верхней границы океана дивергенцией ветрового переноса. Эти источники и стоки, связанные с ротором тангенциального напряжения ветра, весьма значительны. В центрах антициклонического поля приземного давления в Атлантическом и Тихом океане они (если использовать оценки тангенциального напряжения ветра по Стоммелу) оказываются эквивалентными подъему уровня океана со скоростью 1.5–20 м/год. Этот пример свидетельствует о том, что хотя прямым вкладом ветра в поле геострофической скорости мы можем в рамках задачи пренебречь (уже потому, что этот вклад ограничен тонким поверхностным слоем, а в центрах циклонов и антициклонов очень мал и у поверхности), однако косвенным влиянием ветра на геострофическую циркуляцию, осуществляемым через условие неразрывности и определяемым дивергенцией ветрового переноса, пренебрегать не всегда целесообразно. Ведь именно на этой основе построены известные соотношения Свердруп, которые в общих чертах правильно отражают суммарную циркуляцию. К тому же учет источников и стоков, вызываемых дивергенцией ветрового переноса, не приводит к существенному усложнению модели.

#### § 46. Экстраполяция плотности

Сведения о полях плотности на больших глубинах имеют существенные пробелы. В связи с этим неоднократно предлагались экстраполяционные формулы. Наиболее простой вариант предложен В.Ф. Козловым (1973).

Пусть массив наблюдений ограничен в основном горизонтом  $D$ . Обозначим отклонение плотности  $\delta(z) = \rho_{\infty} - \rho(z)$ . Пусть известно, что в районе наблюдений для  $z \gg D$  выполняется равенство

$$\delta(z)z = \delta(D)D, \quad (46.1)$$

где для заданной станции  $\delta(z)$  и  $\delta(D)$  – неизвестные величины.

Запишем отклонения для двух горизонтов  $z_2 > z_1 > D$  и их разность

$$\delta(z_1) = \frac{\delta(D)D}{z_1}; \quad \delta(z_2) = \frac{\delta(D)D}{z_2}; \quad \Delta\delta(z) = \delta(D)D\left(\frac{1}{z_2} - \frac{1}{z_1}\right). \quad (46.2)$$

Из определения  $\delta(z)$  следует

$$\Delta\delta(z) = [\rho_{\infty} - \rho(z_2)] - [\rho_{\infty} - \rho(z_1)] = \rho(z_1) - \rho(z_2). \quad (46.3)$$

Отсюда находится величина  $\delta(D)$

$$\delta(D) = \frac{\Delta\delta(z)}{D} \frac{z_1 z_2}{z_1 - z_2}. \quad (46.4)$$

Из равенства

$$\delta(D) - \delta(z) = \delta(D) - \frac{\delta(D)D}{z} = \rho(z) - \rho(D) \quad (46.5)$$

следует расчетное выражение для экстраполяции

$$\rho(z) = \rho(D) + \delta(D) - \frac{\delta(D)D}{z}. \quad (46.7)$$

Использовать (46.7) для нахождения приповерхностной плотности можно лишь при хорошем знании рельефа и окружающего поля приповерхностной плотности, так как для приповерхностного слоя характерны аномалии, связанные с геотермическим притоком тепла, перемешиванием и адвекцией приповерхностных вод. В большей степени формула пригодна для определения плотности на горизонтах, не достигающих дна.

#### § 47. Течения в каньонах, подводных долинах и проливах

На материковом склоне Мирового океана (не считая Антарктиду) насчитывается 230 крупных каньонов. Количество менее значительных каньонов подсчитать очень трудно. На материковом склоне Европы к юго-западу от Англии один каньон прико-

пится в среднем на каждые 5 миль края шельфа. Зубчатое или "бахромчатое" расчленение каньонами имеет и бровка атлантического шельфа у берегов США. Глубина вреза в материковый склон крупнейших каньонов достигает 1-2 км, а протяженность - нескольких сот километров.

Каньоны играют важную роль в балансе поступающего в море терригенного материала и динамическом равновесии аккумулятивных форм берега. Они могут отводить в глубины океана значительную часть твердого стока рек и заметный процент органического материала. Существуют предположения, что быстрое захоронение органики в дельтах каньонов может приводить к образованию горючих ископаемых.

Течения в каньонах очень чутко реагируют на изменения атмосферного давления, штормовую погоду, крупные волны и речные паводки и потому обладают сезонной изменчивостью. Как показывают прямые наблюдения над скоростью, в каньонах часто отмечаются компенсационные движения воды вверх по уклону дна, связанные с выносом речной и прибрежной воды в открытое море. Типичные значения скорости как вверх так и вниз по склону 0,1-0,2 м/с.

Реверсивные течения отмечены в каньонах Гудзон и Конго с преобладанием по времени движения вверх по склону. Реверсивные движения обнаружены и в каньонах Калифорнии, при этом отмечена противоречивая связь направления скорости с фазами прилива, в том числе обратная - восходящее течение в каньоне во время отлива. Измерения, сделанные на разном расстоянии от дна каньонов, показали, что скорость в 3-4 м от дна противоположна по направлению скорости на высоте 30 м. Максимальные скорости измерены во время штормов и паводков и составили в каньонах Калифорнии и Средиземного моря около 1 м/с. При этом возникновение мутьевого потока не отмечалось. В противном случае скорости могли быть значительно выше.

Рассмотрим склоновый поток, не подверженный действию силы Кориолиса, но имеющий переменную по оси  $X$  плотность. Запишем уравнение движения в виде

$$\frac{d(\rho u)}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial x} + \rho g \sin \delta + \frac{\partial \tau}{\partial z}. \quad (47.1)$$

Здесь ось  $X$  направлена вниз по течению, ось  $Z$  - вверх нормально ко дну,  $\delta$  - угол наклона дна к горизонтальной плоскости. При таком расположении осей величина  $g$  отрицательна, а ее проекция на ось  $X$  положительна.

Рассмотрим левую часть (47.1)

$$\frac{d(\rho u)}{dt} = \rho \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\rho}{2} \frac{\partial u^2}{\partial x} + u \frac{\partial \rho}{\partial t} + u^2 \frac{\partial \rho}{\partial x}.$$

Для установившегося потока ( $\partial u / \partial t = 0, \partial \rho / \partial t = 0$ ) уравнение (47.1) принимает вид

$$u^2 \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\rho}{2} \frac{\partial u^2}{\partial x} = -\frac{\partial p}{\partial x} + \rho g \sin \delta + \frac{\partial \tau}{\partial z}. \quad (47.2)$$

Проинтегрируем (47.2) от дна до верхней границы потока  $D$ . При этом введем среднюю по высоте скорость  $u_c$ , плотность  $\rho_c$  и градиент давления. Разделим результат интегрирования на высоту потока  $D$

$$u_c^2 \frac{d\rho_c}{dx} + \frac{\rho_c}{2} \frac{du_c^2}{dx} = -\frac{dp}{dx} + g\rho_c \sin \delta - 2f\rho_c u_c^2/D, \quad (47.3)$$

где  $f\rho u_c^2$  - напряжение трения, принимаемое одинаковым на дне и верхней границе потока, что примерно соответствует наблюдаемым эпюрам скорости,  $f$  - коэффициент сопротивления.

Уравнение (47.3) можно записать в виде

$$u_c^2 B + \frac{du_c^2}{dx} = Q, \quad (47.4)$$

где  $B = \frac{2f\rho_c}{D} + \frac{d\rho_c}{dx}$ ;  $Q = -\frac{dp}{dx} + g\rho_c \sin \delta$ .

Его решение

$$u_c^2 = \frac{Q}{B} (1 - e^{-Bx}). \quad (47.5)$$

Расчеты по формуле (47.5), выполненные для подводных впадин Каспийского моря, показали скорости склонового течения порядка 0,1 м/с.

Для склонового потока можно использовать также модель, основанную на балансе кинетической и доступной потенциальной энергии потока

$$\frac{1}{m} \frac{\rho_2 u_2^2 \omega_2 - \rho_1 u_1^2 \omega_1}{2} = g\omega \left\{ [\rho_1 H_1 + \rho^*(H_2 - H_1)] - [\rho_2 H_2 \pm \Delta \rho_0] \right\}. \quad (47.6)$$

В левой части записано изменение кинетической энергии потока, в правой – изменение доступной потенциальной энергии между двумя станциями. Обозначения  $u$  – средняя по живому сечению скорость;  $\omega$  – площадь живого сечения;  $\rho$  – средняя плотность по высоте  $H$  от невозмущенной поверхности по центра живого сечения;  $\rho^*$  – средняя по высоте плотность склонового течения;  $\rho_0$  – плотность на поверхности моря;  $\Delta\zeta$  – возвышение поверхности;  $m$  – коэффициент, учитывающий потери скорости на трение; индексы 1,2 относятся к первой и второй по склону станциям соответственно.

Расчеты по (47.6) делались для определения стока плотных вод в каньоне моря Уэдделла и впадине моря Росса. Полученные по данным океанографических станций скорости составили 0,2–0,3 м/с.

Формула (47.6) использовалась и для расчета нижнего плотного течения в Босфоре. Поскольку современная скорость в проливе хорошо известна, данные о ней позволяют надежно определить коэффициент  $m$ , проверить применимость формулы и использовать ее для построения картины постепенного осолонения Черного моря в послеледниковое время.

Для определения зависимости верхнего течения в проливе от наклона уровня проинтегрируем по оси  $X$  от одного входа в пролив до другого уравнение

$$u \frac{du}{dx} + g \frac{d\zeta}{dx} = 0. \quad (47.7)$$

В результате, добавив поправку на трение в виде коэффициента  $M_B$ , получим

$$u = M_B \sqrt{2g\Delta\zeta}. \quad (47.8)$$

Актуальная современная проблема – изменение водообмена в проливе при изъятиях речного стока. Для расчета этих изменений к уравнениям (47.6), (47.8) с эмпирическими коэффициентами сопротивления надо добавить дополнительные зависимости. Запишем

$$\Delta\zeta S = \Delta R - \Delta W_B + \Delta W_H, \quad (47.9)$$

где  $S$  – площадь моря;  $\Delta R$  – годовое изменение речного стока;  $\Delta W_B$ ,  $\Delta W_H$  – годовые изменения верхнего и нижнего босфорских течений.

Зависимость глубины границы между течениями на входе в пролив из Черного моря представляется по океанографическим данным следующей:

$$\Delta z \approx 130 \Delta\zeta. \quad (47.10)$$

Связь между изменением  $\Delta z$  и изменением площади живого сечения каждого из течений можно получить по поперечному профилю пролива

$$\Delta\omega \approx \Delta z \left(1m + \frac{\Delta z}{70}\right) \cdot 10^3. \quad (47.11)$$

Решение полученной системы методом последовательных приближений показывает, что течения в Босфоре изменяются таким образом, что компенсируют в водном балансе моря изъятия стока и стабилизируют уровень. Изъятый речной сток примерно на 1/3 компенсируется уменьшением оттока из моря и примерно на 1/2 увеличением притока через Босфор. Поэтому общее уменьшение воды в море будет приблизительно в шесть раз меньше изъятых стока.

#### § 48. Химические и тепловые аномалии. Гипротермы

Можно назвать три главных источника вещественного обмена и химических превращений на дне океана: контактный, состоящий в обмене растворенного в воде и связанного в породах материала; эндогенный, вулканический, проявляющийся в прорыве на поверхность глубинного вещества; экзогенный, седиментационный, заключающийся в осаждении взвешенного вещества.

Первый и второй из названных процессов очень интенсивно протекают в осевой, рифтовой зоне срединных океанских хребтов. Согласно А.П. Лисицыну (1983), механизм взаимодействия при горячем контакте выглядит следующим образом. В результате спрединга – раздвижения земной коры от осевой зоны срединных хребтов, происходящего со скоростью от долей до 16 см/год, – на дне океана ежегодно обнажается около 3 км<sup>2</sup> новой площади, на которой происходит остывание глубинного вещества мантии и образование при этом слоя базальтовых пород, имеющих температуру около 1000° С. По разным причинам (неравномерное остывание, внутренние напряжения, сейсмическая активность) образовавшиеся породы оказываются иссеченными трещинами и раздробленными, что создает возможность их контакта с водами океана на глубину 4–5 км. Основываясь на наблюдениях с подводных аппаратов, базальтовое

дно океана в рифтовых зонах сравнивают с ситом, через которое вода проникает в толщу пород, контактирует с ними при высокой температуре и переводит в раствор значительное количество элементов (железо, марганец, кремний, серу и другие), в то время как некоторые ионы морских солей выделяются из воды и связываются в породах. Трансформированная вода выходит обратно из трещин и мелких отверстий (наблюдались выходы из отверстий диаметром 2–10 см).

Предполагается, что пробление горячих новообразованных базальтов происходит длительное время и вызывает обновление поверхности их контакта с водой. В целом осевую зону срединных хребтов А.П. Лисицын сравнивает с химическим реактором, где горячие реагенты непрерывно перемешиваются. Количество воды, проходящей через контакт за год, определяется по среднему для океана изотопному составу стронция в морской воде (в сравнении с речными водами) и составляет около  $450 \text{ км}^3/\text{год}$ . Объем участвующего в обмене новообразованного базальтового вещества, принимая его площадь в  $3 \text{ км}^2$  и глубину 5 км, составляет  $15 \text{ км}^3$ . Этот контактный вещественный обмен сопровождается и интенсивным теплообменом. Величина последнего определяется цифрами  $4\pm 6 \cdot 10^9$  кал/год, что составляет около 30% геотермальных теплопотерь Земли. Срединные хребты океана имеют протяженность около 60 тыс. км и занимают около 15% океанического дна. Их осевая рифтовая зона имеет ширину  $25\pm 7$  км и площадь около 1% от площади океана.

Геотермический поток тепла вне рифтовых зон составляет около  $5 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>. Если условно представить, что этот поток проходит через неподвижную воду и осуществляется механизмом молекулярной теплопроводности, то для его поддержания вода должна была бы иметь геотермическую ступень 3–4 м на 1°. В действительности адиабатический градиент температуры, определяющий границу устойчивой стратификации воды, составляет 0,01° на 100 м. Следовательно, геотермический поток в неподвижной и нейтрально стратифицированной по солености воде должен вызывать термическую конвекцию.

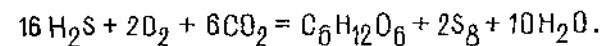
На карте, опубликованной в 1971 г. Р.П. Булатовым по материалам более 2 тыс. глубоководных станций, показано, что повышение температуры ко дну зарегистрировано на 15% площади Атлантического океана. При этом мощность инверсионного придонного слоя достигает в отдельных местах 2,5 км.

Процесс обмена веществом в срединных хребтах К.К. Зеленовым и В.И. Иваненковым (1982) рисуется в другом виде — как механизм не контактный, а эндогенный, вулканический, возникших при дифференциации магматических расплавов. По соотношению главных солей эти новообразованные глубинные (ювенильные) воды грубо напоминают обычную морскую воду, обогащенную сернистыми соединениями металлов. Годовой объем

новообразованных вод оценивается этими авторами в  $100 \text{ км}^3$  (общее современное увеличение объема океанских вод считается равным  $440\text{--}540 \text{ км}^3/\text{год}$ ). Выводы К.К. Зеленова и В.И. Иваненкова подтверждаются сопоставлением с процессом наземного вулканизма.

Оба названных выше механизма — контактный и эндогенный, — видимо, не исключают, а дополняют друг друга. Независимо от происхождения горячих источников на дне океана — гидротерм — это явление само по себе вызывает большой интерес исследователей.

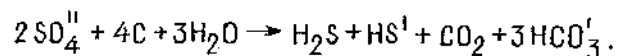
По наблюдениям в Галапагосской активной зоне мелкие выходы гидротерм сливаются на некотором расстоянии от дна в крупный факел, простирающийся на 2° широты. Верхняя часть факела, определяемая по аномальному содержанию марганца, поднимается на высоту более 2 км от дна и достигает горизонта 500 м. Менее значительны ареалы распространения аномалий взвешенного железа и меди. Аномалии железа и марганца в сто с лишним раз превышают в ядре факела фоновые значения. На поверхности дна вокруг горячих (до 350°) выходов гидротерм обнаружены уникальные экосистемы, основанные на бактериальном хемосинтезе органического вещества из углекислого газа и сероводорода. Его основой служит реакция



Хемосинтез осуществляется в теле серобактерий за счет энергии, выделяемой при окислении сероводорода (в данном случае состоящем в отнятии водорода). Продукция серобактерий используется другими организмами экосистемы — гигантскими червями (длиной до 1,5 м) и моллюсками, размер которых в несколько десятков раз превышает характерный размер для данного вида. В связи с яркой окраской животных (красные черви в белых трубках, желтые организмы) эти экосистемы иногда называют "райскими садами". Хемосинтез очень эффективен, высказываются мысли о его использовании на искусственных фермах.

В трансформации оседающего на дно органического материала (бактериальном окислении) на разных глубинах океана (и разных горизонтах грунта) используются разные источники энергии. Для моделирования распада органического вещества используется его обобщенная формула, отвечающая очень устойчивому для океанического планктона соотношению углерода, азота и фосфора (в атомной форме 106 : 16 : 1). Согласно этой формуле органическое вещество состоит из 106 углеводородных молекул (СН<sub>2</sub>O), 16 молекул аммиака (NH<sub>3</sub>) и одной молекулы ортофосфорной кислоты (H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>). При его окислении в условиях кислородной среды расходуется 138 молекул кисло-

рода, при этом главная роль принадлежит сапрофитным бактериям. Это главный процесс превращения органики в верхнем слое донных осадков. При недостатке кислорода источником электронов становятся нитраты и сульфаты. Сероводородом в химической океанологии называют сумму соединений серы, возникающих при деятельности сульфатредуцирующих бактерий. Схема реакции следующая:



Сероводород, представляющий собой продукт дыхания сульфатредуцирующих бактерий, токсичен для них и должен отводиться или связываться какой-либо реакцией. Роль его потребителей могут выполнять серобактерии. Их присутствие на дне Черного моря говорит о том, что в балансе сероводорода помимо сульфатредукции должны быть и другие (эндогенные) источники (К.К. Зеленев, А.Ф. Маслов, 1983). По-видимому, максимальная активность сульфатредуцирующих бактерий имеет место вблизи верхней границы сероводородной зоны.

Т.А. Айзатуллин (1979) отмечает, что поверхность раздела вода — донные отложения является местом наибольшего биогеохимического контраста. В илистом песке около 90% общей биомассы грунта сосредоточено в верхнем слое в 1–2 см, биомасса бактерий на 50% находится в верхнем сантиметре грунта. Основным способом переноса вещества в донных осадках — молекулярная диффузия. Поскольку молекулярно-диффузионный поток кислорода недостаточен для восполнения расхода на окисление отлагающейся органики, близко к поверхности подступает анаэробная зона, содержащая сероводород. На глубине 0,1–0,2 м концентрация аэробных бактерий падает приблизительно в 100 раз, ниже располагается зона анаэробных бактерий, но и их число значительно уменьшается к горизонту в 1 м. Граница между верхней окислительной и нижней восстановительной зоной называется редоксклином, ниже которого из сульфатов образуется сероводород и из нитратов — аммиак. Большой градиент концентрации разных типов химических соединений в редоксклине интенсифицирует молекулярный механизм обмена между зонами, приобретает здесь значение и биологический механизм перемешивания. При обеднении придонной воды кислородом по значению меньше 0,14 мм О<sub>2</sub>/л редоксклин "отрывается" от поверхности осадков и поднимается в толщу вод иногда на высоту 1–2 км (Черное море, впадина Кариако). В некоторых местах это явление имеет сезонный характер.

#### § 49. Активизация биологических процессов и загрязнения у твердых границ

Притягательность твердых границ в океане для концентрации живых организмов прослеживается на всех масштабах. Широко известно явление обрастания искусственных неподвижных и подвижных сооружений, требующее регулярной очистки днища судов (обрастание здесь может достигать 90 кг веса организмов на 1 м<sup>2</sup> поверхности и иногда приводить к затоплению плавучих сооружений, не говоря о существенной потере скорости). Это свойство организмов используется на морских фермерских хозяйствах, где с 1 м<sup>2</sup> поверхности снимают по 100 кг мидий. В естественных условиях плотность населения литорали достигает 80 кг/м<sup>2</sup>.

Удивительным примером аттрактивности твердой границы для живых организмов служат морские льды. Причины этой притягательности остаются неизвестными. Наиболее значительное развитие планктона отмечается на антарктических льдах. Во всех образцах, отбравшихся разными экспедициями в разные времена года, концентрация планктона оказывалась выше, чем в прилегающих слоях воды. Минимальное превышение было в 2 раза, максимальное — в 770 раз (Буйницкий, 1973). Планктонные водоросли обнаруживались даже в образцах, которые на глаз казались абсолютно чистыми. Минимальное число клеток в 1 см<sup>3</sup> льда оказалось равно 11, максимальное — 50910. Получить хотя бы небольшой образец льда, чистый от планктона, не удалось. Число разных видов водорослей, обитающих в антарктическом льду, превышает 100. В подавляющем большинстве это диатомовые. Предполагается, что организмы скапливаются на граничной поверхности вода — лед и затем перекрываются свеженамерзшим льдом, сохраняя во льду жизнеспособность и продолжая деление. Концентрация фитопланктона на границе вода — лед, видимо, не результат механических воздействий среды, а проявление определенной стратегии вида, так как нет упоминаний о нахождении во льду представителей зоопланктона (для которых ледяной плен губелен).

Включение биологической компоненты в тело льда, как и во многих других случаях ее присутствия в морской среде, оказывает существенное влияние на физические свойства. Например, опыты по определению временного сопротивления антарктических льдов на изгиб показали, что за счет присутствия организмов прочность образцов льда в среднем понижена в полтора раза.

Увеличение площади твердой граничной поверхности путем возведения искусственных прибрежных рифов во много раз повышает разнообразие и численность обитателей прибрежной зоны. В 70-е годы на песчаном дне вблизи Новой Зеландии были проведены наблюдения за изменением экосистемы после установления на дне сооружения из автомобильных покрышек. Обрастание

поверхности появилось через месяц. Через два с половиной месяца вместо обитавших ранее единичных экземпляров раков-отшельников образовалось скопление этих животных численностью в 2 тыс. экземпляров, а биомасса рыб возрасла в 10-14 раз. В тот же период на атлантическом побережье США к северу от Флориды на изобатах 15, 30, 45 и 90 м была воздвигнута серия рифов из автомобильных покрышек. В результате рыбопродуктивность района возросла в 300-1800 раз.

Следует подчеркнуть, что благоприятное воздействие на экологическую обстановку оказывают многополые рифы с развитой поверхностью, в то время как гладкие естественные берегозащитные сооружения, сокращая поверхность естественной береговой полосы, могут нанести прибрежным сообществам значительный ущерб. Так, по оценкам Ю.П. Зайцева (1978), в результате берегозащитных работ в районе Одессы численность основных биофильтраторов воды - мидий - сократилась на 2/3, бычков - на 4/5, креветок и крабов - в 10-20 раз. Прибрежный пояс мидий Черного моря давал в недавнее время добычу в 1500-2000 т/год. Кроме того, его фильтрационный аппарат пропускал за одни сутки больше воды, чем годовой вынос рек.

Угрозу для многих прибрежных районов в настоящее время представляют не только токсические сбросы берега, сточные воды и механические воздействия людей и техники, но и такие необычные "загрязнители", как несбалансированный речной вынос биогенных веществ - эвтрофирование прибрежной зоны. Избыточная вспышка фитопланктона, в ряде случаев некормовых видов (до  $10^5$  клеток в  $1 \text{ см}^3$ ), приводит к накоплению органики у дна и развитию острого кислородного дефицита. Среди неблагоприятных антропогенных воздействий на прибрежные экосистемы Черного моря проблема эвтрофирования стоит на первом месте. Для ее решения некоторые ученые считают желательным сокращение речного стока.

Повышенная в среднем концентрация организмов в прибрежной зоне океана характерна для всех крупных таксонов - растений, животные, рыбы, беспозвоночные, бактерии - и экологических групп - планктон, нектон, бентос. Распространение анаэробных зон с их особыми формами жизни составляет характерную черту прибрежных и окруженных сушей частей Мирового океана: Черное, Карибское и Аравийское моря, Оманский залив, фьорды Норвегии и др.

На шельфе Мирового океана и в прилегающей зоне (общая площадь 20% площади океана) вылавливается более 90% объектов промысла. На шельфе же расположено около 60% зообентоса. При этом узкие шельфы дают в несколько раз больше продукции с единицы площади, чем широкие.

В концепциях биологической структуры Мирового океана твердым границам отводится важнейшая роль. В.И. Вернадский выделяет в океане четыре статических сгущения жизни, назван-

ных пленками. Три из них привязаны к внешним границам океана - атмосфере, дну, берегу.

В концепции Л.А. Зенкевича (1948) значение прибрежных скоплений жизни отражено введением меридиональных плоскостей симметрии, проходящих посредине океанов. При удалении от этих плоскостей и приближении к берегам нарастает удельная концентрация биомассы.

### § 50. Общие черты контактных зон

Можно было бы сказать, что характерная черта контактных зон - их контрастность, но вряд ли этого достаточно. На разных масштабных уровнях пограничных явлений и в разных их проявлениях (физика, динамика, химия, биология) прослеживаются аномалии противоположного знака, порождаемые граничными поверхностями и служащие источником активности контактных зон.

В физическом плане знакопеременность видна в полях прибрежной температуры (выраженной в отклонениях от среднего). Это проявляется во фронтах как западного, так и восточного берега океана и в ледовом поясе с аномальной температурой по льду по сравнению с температурой окружающих ее льдов. Мы видели, что геотермальный поток тепла служит источником большего или меньшего нагревания придонного слоя и в отдельных местах разогрев сопровождается осолонением водами гидротерм. Надо обратить внимание на то, что придонный слой в целом несет в себе отрицательную температурную аномалию, так как он вмещает стока охлажденных полярных вод. Температурные аномалии дополняются знакопеременностью в поле движения. Это видно на примере волнового нагона и разрывных возвратных течений дигорали, течений прибрежных фронтов, каньонов, проливов, циркуляции в польнях и других. Поле перемешивания также отличается знакопеременными контрастами, связанными с рельефом дна (зона приливного перемешивания, волнового перемешивания, подавленного перемешивания на фронтах, слоях скачка и в ламинарных пограничных слоях). В значительной степени зависящая от рельефа дна цепь причин (аномалии температуры - скорости - перемешивания) имеет и обратную связь, так как неравномерное перемешивание и противоположные направления течений поддерживают и обостряют температурные градиенты.

Химические и биологические характеристики, тесно, но неопознательно, связанные с термикой и динамикой вод, также подвержены знакопеременной изменчивости вблизи твердых границ. В целом береговая зона характерна резким возрастанием биомассы многоклеточных крупных водорослей (макрофитов). Для берегов Баренцева моря их биомасса возрастает от изобаты 30 м к урезу воды в  $10^4$  раз. Однако в узкой зоне прибойно-

го перемешивания воды и грунта популяции водорослей подавля-  
ются, механические воздействия уничтожают здесь и многие  
другие организмы — нейстали и бентали — прежде всего они  
опасны для свежесложенной икры. Вместе с тем прибрежное  
волновое перемешивание вызывает интенсивную аэрацию вод, а  
в случаях кислородного дефицита у дна это приводит к массо-  
вому скоплению рыбы в узкой прибрежной зоне. И в этом одно  
из проявлений контрастности контактных зон. Характерная чер-  
та контактных зон у твердых границ — их противоречивость,  
состоящая в знакопеременной аномалии свойств.

Фронты имеют сходство с внешними границами океана (с ат-  
мосферой, берегом и льдом). И в том и в другом случае обра-  
зуются пограничные слои с характерной структурой, составом и  
динамикой. Особое значение в глобальной структуре океана име-  
ют планетарные фронты, разделяющие основные типы водных  
масс. Планетарные фронты можно рассматривать как своеобраз-  
ные тепловые машины, в которых энергия зональных температур-  
ных различий через ряд превращений переходит в энергию струй-  
ных течений. Одновременно в зоне соединения различных водных  
масс возникают вертикальные токи, осуществляются интенсив-  
ные химические взаимодействия и концентрируются организмы.  
В целом здесь развиваются особые природные условия, которые  
можно объединить названием "ленточные морские ландшафты".

Основные процессы фронтогенеза происходят в местах слож-  
ения вод главных океанских круговоротов (тропическо-субтропи-  
ческого и полярно-субполярного). Планетарные трансокеанские  
фронты пролегают в умеренных и экваториальных широтах, раз-  
деляя теплые и холодные, северные и южные климатические зо-  
ны океана. Совместно с активными прибрежными слоями (также  
характерной зоной фронтогенеза) они создают циркумграндную  
внутреннюю структуру основных климатических областей океана.  
Эта структура характеризуется относительно инертной централь-  
ной частью и активной в физическом, химическом и биологичес-  
ком отношении пограничной зоной на периферии, где проходят  
основные течения и расположены главные места промысла. Кон-  
цепция циркумграндной структуры естественных районов служ-  
ит одной из основ глобального крупномасштабного райониро-  
вания океана. Слои скачка — близкие к фронтам (и часто служа-  
щие их глубинным продолжением) внутренние граничные поверх-  
ности. Их биологическое значение связано с накоплением вер-  
тикального потока взвесей и экранированием процессов выноса  
питательных солей из верхнего продукционного слоя океана.

§ 51. Деформационные поля  
и типы фронтов

Адвективные члены, входящие в уравнение поля (§ 19),  
вызывают перестройку полей



$$\frac{\partial C}{\partial t} = -v_n \frac{\partial C}{\partial n}, \quad (51.1)$$

где  $C$  — характеристика поля (температура, соленость, плотность),  $n$  — нормаль к изолиниям  $C$ ,  $v_n$  — скорость вдоль нормали.

Вместе с тем когда вектор скорости переноса воды одинаков на каком-то участке поля, а граничные условия не влияют на деформацию поля (в связи с удаленностью грани и малым временным масштабом процесса), то перестройка поля, связанная с адвекцией, будет заключаться лишь в перемещении изолиний  $C$  в пространстве, без изменения величины градиента, т.е. не сопровождается процессом фронтогенеза.

Изменения формы поля и, в частности, увеличение градиента характеристик, фронтогенез вызываются пространственным изменением скорости. В уравнении деформационного поля баланс записывается не для характеристики  $C$  (эту характеристику называют пассивной примесью и говорят о концентрации пассивной примеси даже, когда имеют в виду температуру), а для ее градиента, например в простейшем случае,

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial C}{\partial n} \right) = - \frac{\partial v_n}{\partial n} \frac{\partial C}{\partial n}. \quad (51.2)$$

Уравнение деформационного поля (51.2) содержит принципиально новый момент по сравнению с уравнением баланса, например той же концентрации  $C$ . Градиент скорости, стоящий в (51.2), не входит в балансовое уравнение для  $C$ . Причина видна из следующих преобразований для несжимаемой жидкости:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = - \frac{\partial u C}{\partial x} - \frac{\partial v C}{\partial y} - \frac{\partial w C}{\partial z} = - u \frac{\partial C}{\partial x} - v \frac{\partial C}{\partial y} -$$

$$- w \frac{\partial C}{\partial z} - C \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right),$$

где

$$C \frac{\partial u}{\partial x} + C \frac{\partial v}{\partial y} + C \frac{\partial w}{\partial z} = 0.$$

Если заменить  $C$  на  $\partial C / \partial n$ , то сократить в уравнении баланса (51.3) последние члены будет нельзя. Действительно, возьмем для простоты двумерный поток и направим ось  $X$  вдоль градиента. Пусть

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0. \quad (51.4)$$

160

За счет производной скорости по оси  $X$  характеристика  $\partial C / \partial n$  будет в фиксированной точке поля меняться и вносить вклад в суммарный баланс  $\partial(\partial C / \partial n) / \partial t$ . В то же время производная скорости по оси  $Y$  никакого вклада в баланс не внесет. Поэтому в нашем примере

$$\frac{\partial C}{\partial n} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial C}{\partial n} \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial C}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial x} \neq 0 \quad (51.5)$$

Уравнение деформационного поля можно записать и с учетом адвекции градиента

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial C}{\partial n} \right) + v_n \frac{\partial^2 C}{\partial n^2} = - \frac{\partial v_n}{\partial n} \frac{\partial C}{\partial n}, \quad F = - D \frac{\partial C}{\partial n}, \quad (51.6)$$

где  $F$  — фронтогенетическая функция,  $D$  — скорость деформации.

С развитием спутниковых наблюдений в океане обнаружен широко распространенный тип фронта, вызванного вертикальным перемешиванием воды в приливной волне при выходе ее на малые глубины — приливный фронт, отделяющий зону перемешанной прибрежной воды от стратифицированной морской. Распространены в океане также апвеллинговые фронты, связанные с вертикальным движением. Наконец, на фронтогенез может влиять неравномерное распределение источников. С учетом всего этого уравнение фронтогенеза будет включать все члены, входящие в уравнение баланса субстанции

$$\frac{\partial}{\partial t} (\nabla_n C) = \frac{\partial}{\partial n} (v_n |\nabla_n C|) - \frac{\partial}{\partial n} (w \frac{\partial C}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial n} (\Phi) + \frac{\partial}{\partial n} \left( \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right), \quad (51.7)$$

где  $\nabla_n C$  — горизонтальный градиент концентрации,  $\Phi$  — источник.

Уравнение такого вида было использовано Ропеном (1977) для анализа температурных фронтов Тихого океана. В качестве источника использовалась величина объемного поглощения водой солнечной радиации. При этом была сделана оценка величины каждого члена уравнения. Оказалось, что в глобальном масштабе все они имеют существенное значение для процесса фронтогенеза, ускоряя или замедляя его.

Классическим примером деформационного поля служит поле, в котором линии тока образуют равносторонние гиперболы (рис. 25). Такие поля возникают на границе циклонов и антициклонов. В промысловой океанологии пограничные зоны циклонов и антициклонов считаются районами, перспективными в рыбоисследовательском отношении. Мнение это основано на опыте и ссыл-

ками на теорию деформационных полей никогда не подкреплялось.

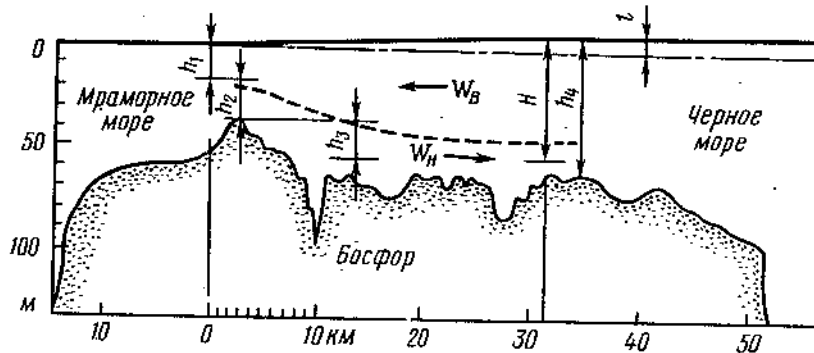


Рис. 25. Двухслойные течения в Босфоре

Гиперболическое деформационное поле приводит к обострению градиента (фронтотезу) или сглаживанию градиента (фронтотезу) в зависимости от начального расположения изолиний, например изотерм. Ось  $y$  на рис. 26, двигаясь вдоль которой две водные массы сближаются, называется осью сжатия, а ось  $x$  — осью растяжения. Максимальное сжатие изотерм происходит в гиперболическом поле тогда, когда они расположены параллельно оси растяжения. Если угол между изотермами и осью растяжения был в начальный момент меньше  $45^\circ$ ,

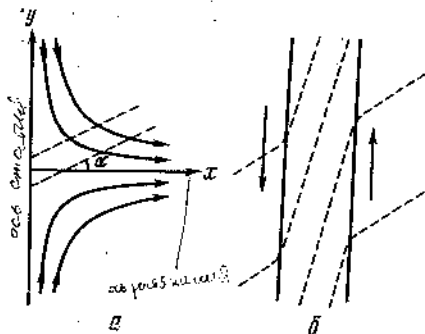


Рис. 26. Гиперболическое (а) и сдвиговое (б) деформационное поле

Если начальный угол между изотермами и осью растяжения больше  $45^\circ$ , то изотермы будут сначала удаляться друг от друга, т.е. произойдет фронтотез. Однако в процессе расхождения изотермы разворачиваются так, что их угол с осью растяжения приближается к  $45^\circ$ . После достижения этого угла фронтотез сменяется фронтотезом (Белинский, 1948).

Наиболее устойчивые климатические деформационные поля гиперболического типа расположены у западного берега океана в умеренных широтах Северного и Южного полушарий на грани-

це циклонического субполярного и антициклонического субтропического круговорота, а также у восточных берегов океана вблизи экватора между двумя антициклоническими круговоротами (в связи с тем, что параметр Кориолиса меняет знак при переходе через экватор, циркуляция в этих круговоротах направлена в восточной части океана навстречу друг другу). Именно здесь возникают трансокеанические широтно ориентированные фронтальные зоны. Скорость деформации в планетарных фронтах оценивается в  $10^{-6} - 10^{-7} \text{ с}^{-1}$ .

Согласно Маквину и Вудсу (Федоров, 1983), расстояние  $L$  между двумя произвольными точками, лежащими на линии, параллельной оси сжатия, при постоянной скорости деформации уменьшается по экспоненциальному закону

$$L(t) = L_0 \exp(-Dt). \quad (51.8)$$

Предполагая, что в какой-то момент времени скорость сближения изолиний уравнивается скоростью размывания поля за счет перемешивания, говорят об установлении равновесной ширины фронта  $B$ . Величина  $B$  зависит как от скорости деформации  $D$ , так и от коэффициента горизонтального перемешивания  $K_L$ .

Полагая, что

$$K_L = \frac{d}{dt}(L^2); L = L_0 = B \text{ при } t = 0, \quad (51.9)$$

Вудс получает из (51.9) и (51.8)

$$\frac{dL}{dt} = \frac{K_L}{2B}; \frac{dL}{dt} = -DB; B = \left(\frac{K_L}{2D}\right)^{1/2} \quad (51.10)$$

Из классической теории теплообмена известно, что основной критерий подобия для термической структуры, образованной нормальным переносом к границе  $v_n$  и перемешиванием  $K_L$ , выражается числом Пекле (Pe)

$$Pe = B_0 v_n / K_L, \quad (51.11)$$

где  $B_0$  можно понимать как ширину области деформации температурного поля, примыкающего к одной из сторон фронтального раздела (рис. 27).

Согласно средней из формул (51.10)  $D = v_n / B$ , откуда следует, что комбинация  $B, K_L, v_n$  в кочечной формуле Вудса

согласуется с  $Pe$ ,

$$B = K_L / (2 v_n) \quad (51.12)$$

Из рис. 27 видно, что чем больше величина  $Pe$ , тем меньшую долю от области деформации  $B_0$  составляет полоса повышенных фронтальных градиентов температуры. Действительно, сравнивая (51.11) и (51.12) и учитывая, что  $B_0$  представляет лишь одну из двух областей, примыкающих с разных сторон к фронту, найдем

$$B \approx B_0 / 4Pe \quad (51.13)$$

Для планетарных климатических фронтов К.Н. Федоров приводит оценку  $B \approx 220$  км. Она получена при  $D = 10^{-7} \text{ c}^{-1}$  и  $K_L = 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$ , т.е. взята максимально возможная величина коэффициента турбулентного перемешивания. Если заменить в оценке подной ширины фронтальной зоны величину  $B$  на

Рис. 27. Выражение деформационного поля через критерий Пекле.  $T^*$ ,  $L^*$  - безразмерная температура и расстояние

$B_0$ , то по (51.13) можно получить адекватную ширину фронтальной зоны при более умеренных значениях коэффициента турбулентного перемешивания.

Второй тип деформационного поля в океане связан с движением встречно-параллельных потоков (см. рис. 26,Б). В этом случае выражение для скорости сжатия изолиний имеет вид (Федоров, 1983)

$$\frac{d}{dt} \left( \frac{\partial c}{\partial x} \right) = - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial c}{\partial y} \quad (51.13)$$

Сдвиговое деформационное поле характерно для значительных участков планетарных фронтов там, где наблюдаются противотечения, например прибрежное противотечение холодных лабрадорских и шельфовых вод навстречу Гольфстриму или Межлассат-

ное противотечение. При этом фронтальную зону нельзя рассматривать как простой результат противоречий. Причины и следствия здесь проникают друг в друга и меняются местами, что составляет прекрасный пример диалектической связи природных процессов и повод для дискуссий о причинах и следствиях существования Гольфстрима. Г. Стоммел (1963) считает, что фронт холодных и теплых вод представляет собой в большей степени причину системы течений Гольфстрима, чем ее результат. Физический механизм влияния фронта на течения связан с наклоном уровня моря в зоне контакта теплых и холодных вод, необходимым для изостатического равновесия водных масс. Наглядное представление об этом дает фронтальный ящик Марсильи (Взаимодействие океана ..., 1983).

Третий тип деформационного поля связан с апвеллингом. Фронтонез в этом случае развивается в вертикальной плоскости. Рассмотрим схему движения, показанную на рис. 28. Цифрой 1, повторяющейся на рисунке два раза, показан отток вод от берега за счет ветра, направленного из чертежа. Отток охватывает всю область поверхности, но ослабевает в мористом направлении. Уровень моря понижен в левой части рисунка, занятой холодными водами. Однако у самого берега понижение уменьшено за счет рефракции ветровых волн. Отток сопровождается компенсационным поступлением глубинной воды (2), которое формирует вблизи берега холодную и обогащенную питательными солями волную массу.

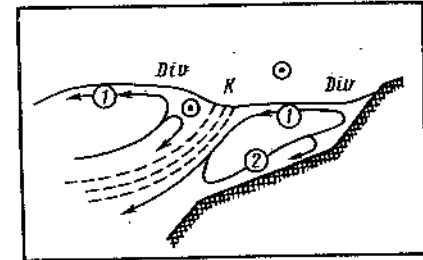


Рис. 28. Схема движения в апвеллинге

В точке  $K$  возникает подток холодных вод. Этот подток образует согнанные ветром мористые теплые воды - вдольбереговой фронт апвеллинга. Положение точки  $K$  зависит от рельефа дна (определяющего границы первой циркуляционной ячейки), от встречного склона наклона уровня теплой отжатой от берега ветром волной массы, от градиента плотности между теплой и холодной водой, от уплотнения при смешении вод. С началом интенсивного подтока холодных вод под теплые уровень теплых вод мористее фронта изостатически поднимается и возникает струйное вдольфронтальное течение теплой воды. Мористее этого течения при продолжающемся отжимном действии ветра может развиваться новая зона дивергенции и подъема вод. Многоячейчатая структура циркуляции характерна не только для прибрежного апвеллинга. Ее проявления отмечались как на планетарных фронтах, так и в циркуляционной структуре у кромки льда.

Очень важное значение для геохимии океана имеют эстуарные фронты, называемые геохимическими барьерами. В них происходит осаждение главной части речного материала, которое, по словам А.П. Лисицына, на контакте пресных вод с морскими имеет лавинный характер по сравнению с крайне медленным осаждением вещества в морях и океанах. Деформационное поле эстуарного фронта существенно трехмерно. В нем имеют значение и расширяющиеся границы эстуария, и замедляющееся градиентно-инерционное движение пресных вод, и компенсационный подток клина соленой воды. Форма этого клина в безразмерных координатах имеет по лабораторным моделям универсальный характер. В противоположность апвеллинговому фронту обостренность эстуарной границы раздела возрастает при развитии нагонных ветров.

Главные типы деформационных полей сведены в таблицу (табл. 10).

Таблица 10

Главные типы деформационных полей и фронтов

Типы деформационных полей	Типы фронтов
1. Адвективное гиперболическое	1а. Планетарные фронты умеренных широт
	1б. Планетарные фронты экваториальной зоны
	1в. Фронты вихрей
2. Адвективное сдвиговое	2. Фронты противотечений
3. Адвективное ячеестое	3. Фронты апвеллинга
4. Фрикционное	4. Приливные фронты мелководий
5. Адвективное источниковое	5а. Эстуарные фронты
	5б. Фронты проливов

§ 52. Распределение фронтов и зональность океана

Рассмотрим закономерности географического распределения крупнейших фронтов. Гиперболическое деформационное поле глобального масштаба формируется на меридиональных границах

главных круговоротов океана. В умеренных широтах это поле создает фронты, получившие название главных, а также полярных и субполярных. Наиболее четко эти фронты выражены в северозападных частях Атлантического и Тихого океанов.

Современные исследования процессов взаимодействия на границах круговоротов показали, что вместо единых фронтов здесь формируются фронтальные системы. На рис. 29 показаны генерализованные черты распределения фронтов. Системы имеют фокусно-лучевую структуру, при которой фронты сближены и интенсифицированы в западной части океана (в районах островов Ньюфаундленд, Хоккайдо, Фолклендских, Новой Зеландии). В этих местах расположены фокусы систем и расстояния между северным и южным фронтами (например, фронтами, привязанными к Лабрадорскому течению и Гольфстриму) сокращаются до двух градусов широты. Несмотря на столь малое расстояние карты температур показывают существование между крайними фронтами системы промежуточных температурных фронтов. При удалении от западных берегов океана границы фронтальных систем раздвигаются на 10-20 градусов широты, а температурные градиенты фронтов размываются процессами перемешивания.

Структура фронтальных систем объясняется процессами их формирования. При движении вод в теплых и холодных круговоротах происходит перестройка первичных океанологических полей, при которой экстремумы тепла и холода, а также скорости смещаются в западную часть океана. Это связано с адвекцией со стороны экватора и полюсов характерной для данных широт температуры и планетарной завихренности. Встречный (в соседних круговоротах) перенос вод вдоль западных берегов океана создает в месте их контакта (Ньюфаундленд, Хоккайдо и др.) очаги интенсивного взаимодействия водных масс и трансформации энергии.

При этом доступная потенциальная энергия океана, заключенная в меридиональном температурном градиенте и связанная с неравномерным поглощением солнечного тепла, концентрируется в узких зонах температурных фронтов и переходит сначала в кинетическую энергию фронтальных течений, а затем в энергию гурбулентного, вихревого перемешивания. Перемешивание разрыхляет по генезису вод активизирует химические и биологические процессы, а большие температурные градиенты и повышенная теплоотдача в фокусах фронтальных систем интенсифицируют метеорологические явления.

В результате пограничная зона между теплым и холодным поясами оказывается не нейтральной переходной полосой, а хорошо выраженной по своей структуре, генезису и процессам географической зоной. Промежуточное положение между теплым и холодным поясами океана и умеренные температурные характеристики позволяют идентифицировать ее единственным образом - как умеренную зону океана. Вместе с тем многие другие

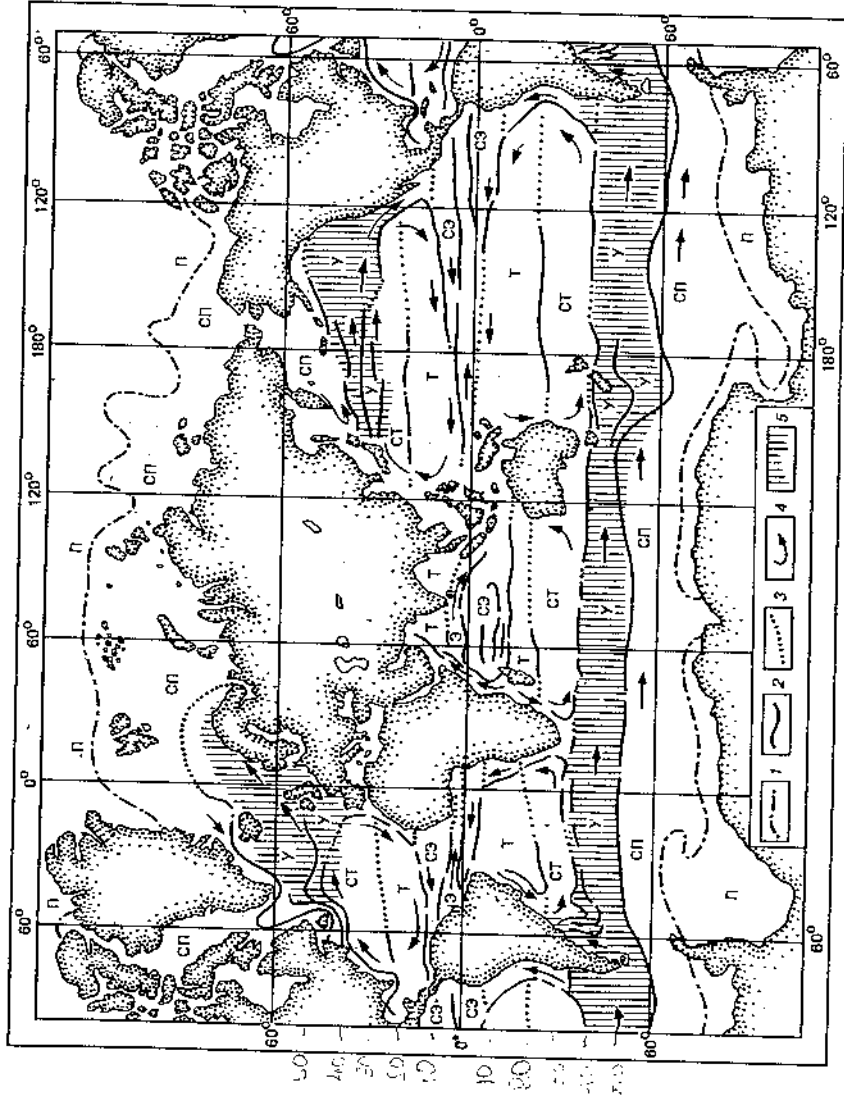


Рис. 29. Распределение фронтов и зональность океана: 1 — граница постоянных льдов; 2 — температурные фронты на горизонтах 50-100 м; 3 — экстремальная фронт; 4 — течения; 5 — зоны смещения холодноводных и тепловодных видов фитопланктона. Географические зоны и пояса: П, СП — полярная и субполярная зоны, составляющие вместе холодный пояс; Т, СТ — субтропическая и тропическая зоны, составляющие вместе теплый пояс; Э, СЗ — экваториальная и субэкваториальная зоны, составляющие вместе экваториальный пояс

гидрометеорологические характеристики достигают в умеренной зоне очень высоких или даже экстремальных значений: градиенты температуры и солености, скорости течения, глубина сезонного перемешивания и сезонные колебания температуры, размеры ветровых волн, величина теплоотдачи в атмосферу, количество туманов, облачность и др.

Второй и более сложный тип фронтальных систем создается круговоротами в экваториальной области океана. Здесь сближены восточные пассатные части субтропических океанских круговоротов Северного и Южного полушария. Встречные потоки охлаждены за счет адиабатической конвекции вод от границы с умеренной зоной и за счет прибрежного пассатного апвеллинга у восточных берегов океана. В результате вокруг гермического экватора создаются сужающиеся к западу клинья охлажденной воды, каждый из которых ограничен с севера и юга ярко выраженными температурными фронтами. С одной стороны — это тропический фронт на границе с внутренней частью теплого круговорота, с другой — субэкваториальный или экваториальный — на границе с теплым межпассатным течением. Температурные контрасты встречающихся на фронте вод достигают здесь  $10^{\circ}$  на глубине 50 м. Так же, как в умеренной зоне, они приводят к изостатической деформации уровня поверхности океана и возникновению сильных фронтальных течений. Максимальные скорости на поверхности Тихого океана в августе наблюдаются не в течении Курошио, а в восточной части экваториального пояса.

В целом в прилегающей к экватору области формируется сложная фронтальная система, сужающаяся и утрачивающая температурные градиенты с удалением от восточных берегов океана. Так же как в системах умеренных широт, температурные фронты экваториальной системы лучше заметны не на поверхности, где они размыты в результате теплообмена и перемешивания, а на некоторой глубине (в данном случае на горизонте 50 м). Экваториальная система характеризуется двумя важными особенностями: интенсификацией течений у восточных берегов океана и наличием экваториального подповерхностного противотечения с резко повышенной соленостью. В пределах экваториальной системы выделяются (лучше всего в Тихом океане) три различные по своим характеристикам зоны: экваториальная, совпадающая с теплым межпассатным течением, и две субэкваториальные, соответствующие клиньям холодных вод, отходящих от восточного берега. Всю акваторию, занимаемую экваториальной системой, следует идентифицировать как экваториальный географический пояс.

Трансформация энергии в экваториальном поясе связана с концентрацией доступной потенциальной энергии (один из источников которой холодные воды апвеллинга) в узких зонах температурных фронтов и с переходом ее в кинетическую энергию движения. Другим звеном трансформации служит пассатный на-

гон вод у западных берегов океана, откуда накопленная потенциальная энергия переходит в энергию межпассатного течения. Что касается глубинного экваториального противотечения (Кромвела, Ломоносова, Тареева), то одним из источников его движения считается отрицательная вязкость, состоящая в переходе энергии турбулентных пульсаций в энергию осредненного течения.

Экваториальный пояс, как и умеренные зоны, отличается высокой динамической и биологической активностью, экстремальными значениями гидрометеорологических характеристик и интенсивным взаимодействием атмосферы и океана. Для него характерны экстремально высокие градиенты океанологических полей, скорости течений и резкая дифференциация осадков, от максимума в экваториальной зоне до минимума в субэкваториальной.

Фронты противоречий по местоположению примыкают к системам планетарных фронтов. В умеренных широтах это фронты между затоком холодных вод у западных берегов океана и потоками теплых струйных течений западного берега. В северной части Атлантического океана такой фронт выражен наиболее четко и простирается далеко к югу вдоль обращенного к берегу края Гольфстрима. В экваториальной зоне фронты противотечений образуются на границах межпассатных противотечений и обостряют как градиенты температурного поля, так и скорости переноса вод.

Важная особенность восточных берегов пассатной зоны — отход течений от берега и компенсационный подъем глубинных вод. Выход холодных глубинных вод способствует обострению температурных градиентов и формированию вдольбереговых температурных фронтов апвеллинга. Здесь происходит обогащение поверхностных горизонтов питательными солями и создание условий повышенной биологической продуктивности. Резкое воздействие охлажденных вод апвеллингов оказывают и на метеорологические условия, вызывая температурную инверсию воздушных слоев, препятствующую образованию осадков. Для берегов, где развит апвеллинг, характерно развитие пустынь и полупустынь.

У западных берегов апвеллинг развивается в Индийском океане в летнее время при юго-западном муссоне у берегов Сомали. При этом под влиянием возникающего температурного фронта Сомалийское течение меняет свое направление на  $180^\circ$  и увеличивает скорость в 3—4 раза. Это наиболее яркий эксперимент, который ставит сама природа, показывая влияние температурного гидрологического фронта на течения. Правда, этот эксперимент ставится в условиях не вполне строгих, а именно не исключая воздействия на западное течение свертуповского переноса открытого океана, который может добавлять к Сомалийскому потоку компенсационную составляющую расхода (наподобие Гольфстрима).

### § 53. Интенсификация течений на фронте Куроисио

На кафедре океанологии МГУ была рассчитана упрощенная модель, которая показывает на примере Куроисио, как при возникновении фронта ускоряется циркуляция, первоначально вызванная ветром в однородном океане. Предполагается, что чисто ветровая циркуляция стационарна, по скорости вдвое меньше современной геострофической циркуляции, а по направлению подобна ей. Если взять очертания субполярного и субтропического океанских круговоротов по картам течений на горизонте 200 м ("Атлас океанов", 1974, 1980), то современный период обращения составит для каждого круговорота около 15 лет, а средняя скорость — 0,03 и 0,04 м/с. Для чисто ветровой циркуляции период был принят в 30 лет. При этом изменение теплоснабжения в столбиках воды за время их циркуляции получилось недостаточным для того, чтобы нагреть 500-метровый слой воды на южной стороне Куроисио ( $35^\circ$  с.ш.) примерно  $4^\circ$  и в такой же степени охладить воды на северной стороне ( $40^\circ$  с.ш.). При вычислении теплоснабжения учитывались теплообмен движущихся вод с атмосферой, приток тепла в субтропическое кольцо с водами Межпассатного противотечения, а также уменьшение создающегося температурного контраста за счет перемешивания. Величина последних потерь бралась такой, какая обеспечивает стационарность современного температурного поля океана.

Первый цикл, начавшийся с чисто ветровой циркуляции в однородном океане, но ускоряемый бароклинным эффектом теплообмена с атмосферой, будет продолжаться около 23 лет и закончится ускорением циркуляции на 63%, второй цикл займет около 17 лет, и после него первоначальная скорость возрастет на 83%. После третьего цикла период и скорость циркуляции практически выйдут на современный уровень, отличаясь от него меньше чем на 10%.

### § 54. Слой скачка плотности и биологическая продуктивность

Слой скачка плотности оказывает многостороннее влияние на океанологические процессы. Резко замедляет перемешивание, меняет направление и скорость переноса вод. Он служит препятствием для вертикального переноса кислорода, тепла, солей и отражает световые лучи.

В мелководной северо-западной части Черного моря слой скачка плотности, расположенный всего лишь на глубине около 10 м, столь сильно экранирует солнечные лучи, что, по свидетельству подводных исследователей, нельзя различить предмета, поднесенного к стеклу подводной маски. Разительны различия и всех остальных условий среды, разделенной тонким слоем

скачка: порядок различия температуры около  $10^{\circ}$ , солености — около 6%, кислородные условия в верхнем слое сменяются гипоксическими в нижнем, и, конечно, в двух слоях совершенно различны проявления жизни. Этот резкий слой скачка разрушается, как показали исследования В.А. Брянцева и Д.Л. Фащука, при уменьшении числа Ричардсона, характеризующего устойчивость вод до 10,

$$Ri = \frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz} / \left( \frac{d\bar{u}}{dz} \right)^2 \quad (54.1)$$

Это примерно соответствует уменьшению динамического числа Ричардсона до значений  $\leq 1$ , знаменующему наступление режима возрастающей турбулентности

$$Rf = \frac{A_S}{A_M} \frac{d\rho}{dz} / \left( \frac{d\bar{u}}{dz} \right)^2, \quad (54.2)$$

где  $A_S$ ,  $A_M$  — коэффициенты турбулентной диффузии и вязкости.

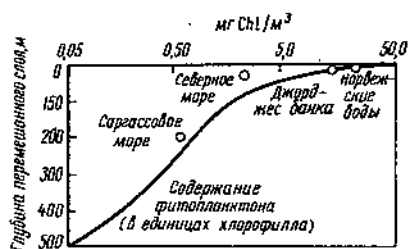
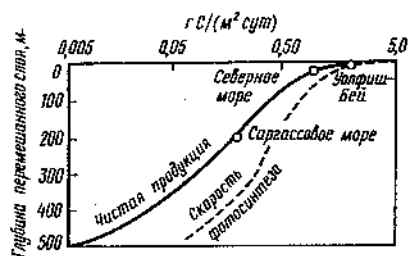


Рис. 30. Связь между толщиной перемешанного слоя и биопроductивностью вод (по Стилли и Мензену)

скоростью фотосинтеза, концентрацией хлорофилла (рис. 30). Кри-

Задерживая направленный вниз транспорт пелрита, растворенного органического вещества и других продуктов жизнедеятельности, слой скачка ускоряет их трансформацию и круговорот в фотическом слое. В целом для океана отмечается повышение продуктивности верхних вод в местах уменьшения толщины верхнего перемешанного слоя и приближения скачка плотности к дневной поверхности.

Эту связь исследовали Стилл и Мензел (1962), которые получили графики, показывающие обратную зависимость между толщиной перемешанного слоя и биологическими показателями продуктивности — скоростью биопроductивности, кон-

вые на рисунке проведены по полуэмпирическим формулам связи и сопоставлены с наблюдениями. Дальнейшее изучение названного вида связи получил в работах А.А. Елизарова и соавторов.

Имеются кажущиеся противоречия между рассмотренным характером связи и классическими взглядами Л.А. Зенкевича и В.Г. Богорова, объяснявшими продуктивность умеренных широт глубоким конвективным перемешиванием — процессом, заглубляющим и уничтожающим сезонный термоклин и связанный с ним скачок плотности. Противоречие может быть снято, если учитывать, что конвективное перемешивание наблюдается в холодный сезон, а развитие фитопланктона происходит в весеннее время, одновременно с появлением поверхностного скачка плотности. При таком разделении процессов во времени конвекция может служить необходимым средством обновления истощенных за лето вод. Благоприятное влияние на процесс обновления запаса биогенных веществ может оказывать также периодическое штормовое перемешивание вод.

Приближение скачка плотности к поверхности отмечается, в частности, вблизи фронтов. Последние могут рассматриваться как выход скачка плотности на поверхность.

#### § 55. Градиентные зоны в промысловой океанологии

Градиентные по температуре, солености и плотности зоны, расположенные на границах разных по условиям формирования вод, считаются перспективными в рыбопромысловом отношении. Связь градиентов с биомассой иллюстрирует табл. 11.

Таблица 11

Соотношение горизонтальных и вертикальных градиентов плотности и величин биомассы планктона в Северной Атлантике ( $40-60^{\circ}$  с.ш.) весной 1958 г.

Градиция	$\frac{\partial \sigma_t \cdot 10^2}{\partial t}$	$\frac{\partial \sigma_t}{\partial z}$ (0-200м)	Биомасса, мг·м <sup>-3</sup>		
			фитопланктон	кормовой зоопланктон	зоопланктон
I	< 0,5	< 5	< 1	< 10	< 10
II	0,5-1	< 10	< 10	10-50	10-50
III	1-2	10-25	10-100	50-100	50-100
IV	2-5	25-100	100-300	100-200	100-300
V	5-10	> 100	> 300	200-500	300-500

Примечание. Расстояние  $l$  берется в морских милях.

Объяснения связи между высокой продуктивностью и большими градиентами свойств даются различные: одно из них заключается в том, что значительная пространственно-временная изменчивость условий в градиентных зонах приводит к формированию экосистем, отличающихся малым числом трофических уровней, что повышает эффективность использования первичной продукции. Кроме того, связанные с изменчивостью периодические гибель и обновление сравнительно инертного звена экосистемы (растительного зоопланктона) позволяют более подвижному звену (фитопланктону) быстро увеличивать свою биомассу, служащую основой всего трофического каскада.

## Глава VI

### РОЛЬ ГРАНИЧНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ В СТРУКТУРЕ И ПРОДУКТИВНОСТИ ОКЕАНА

Вопросы о связи граничных поверхностей с комплексной географической структурой океана и продуктивностью его акваторий были затронуты в главе I в качественном плане в виде сопоставления наблюдений и обобщения их некоторой графической моделью. Рассмотрим простую математическую формулировку и исследуем связь граничных поверхностей с потенциальной биопродуктивностью акваторий путем некоторых количественных оценок полноты физико-географического процесса и вероятности сгушения жизни в зависимости от многообразия условий среды, создаваемого взаимодействием на граничных поверхностях.

#### § 56. Пространственная упорядоченность характеристик океана относительно границ

Модели частных океанологических полей (температуры, скорости и т.п.) выражаются весьма сложными системами уравнений и рассчитаны на использование развитой вычислительной техники. Сложность решения здесь вызвана тем, что ответом должно быть вполне конкретное, двухмерное или трехмерное распределение характеристики. Однако если задачу предельно обобщить и попытаться описать воздействие абстрактной граничной поверхности на прилегающую океанскую среду, обладающую способностью это воздействие уменьшать за счет поглощения и трансформации идущих от границы вещественных и энергетических потоков, то модель будет одномерной и предельно простой. Первая из таких моделей была предложена Т.А. Айзатуллиним.

При простейшем адвективном режиме транспорта вещества и энергии от внутренней границы активного слоя к инертной области океан представляется в одномерной модели как динамическая система первого порядка:

$$\left. \begin{aligned} C_i &= C_i(0) \quad \text{при} \quad l \leq l_0, \\ \frac{\partial C_i}{\partial t} &= -w_l \frac{\partial C_i}{\partial l} + f(C_i) \quad \text{при} \quad l \geq l_0. \end{aligned} \right\} \quad (56.1)$$



Здесь  $C_i$  - набор отдельных свойств различной природы;  $W$  - составляющая скорости транспорта;  $l$  - расстояние от границы раздела по горизонтали или вертикали;  $l_0$  - толщина активного слоя;  $f(C_i)$  - положительный или отрицательный источник;  $t$  - время. Функции источника могут быть самыми разнообразными.

При сопоставлении модели (56.1) с динамикой термокли-на (рис. 31) становится ясным, что в связи с трехмерностью движения океанских вод действи-

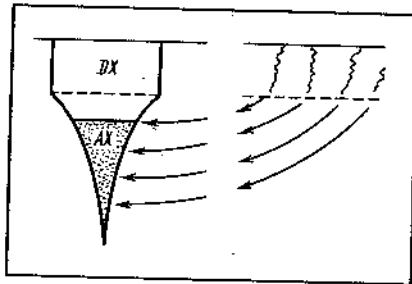


Рис. 31. Диффузионный и адвективный хорион атмосферы в океане

тельный путь адвекции от поверхности к точкам вертикальной оси  $l$  никогда не происходит в прямом вертикальном направлении. Для линий тока характерно изоклиническое простирание. Начинаясь вблизи поверхности, они слабо наклонены и направлены главным образом от высоких широт к низким. Различия начальных характеристик воды, участвующей в адвекции, могут быть отражены функцией источника  $f(C_i)$ . Диффузия в рассматриваемом переносе имеет значение лишь на начальном этапе в пределах квазигомогенного деятельного слоя. Хорион атмосферы в океане в своей верхней части имеет диффузионную природу, а в нижней - адвективную. Скорость  $W$  при вертикальном направлении оси  $l$  есть лишь вертикальная проекция скорости, а не ее полное значение. Очень слабый наклон линий тока и замедленность процессов трансформации вещества и энергии объясняет значительную пространственную однородность структуры. Становится понятным и то обстоятельство, что предельно упрощенная модель передает главные черты океанской структуры. Вместе с тем модель условна. Ось  $l$  в рассмотренной задаче не совпадает с осью движения, но составляет геометрическое место точек, изотон-

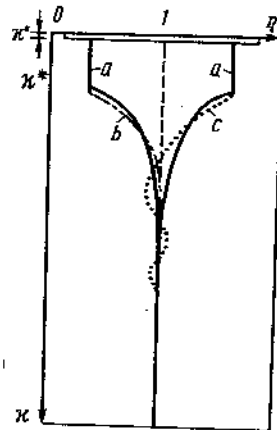


Рис. 32. Варианты модельного распределения характеристик для динамической системы первого (a) и второго (b,c) порядка

но и однозначно, отображающих упорядоченное множество  $S\{s_z\}$ , где  $s_z$  - длина действительного пути частицы.

Приняв для иллюстрации и определенности  $f(C_i) = r_i - k_i C_i$ , получим при условии стационарности ( $\partial C_i / \partial t = 0$ )

$$-w_l \frac{dC_i}{dt} + r_i - k_i C_i = 0.$$

Решение этого уравнения при граничном условии  $C_i|_{l=l_0} = C_i(0)$

$$C_i = \frac{r_i}{k_i} - \left[ \frac{r_i}{k_i} - C_i(0) \right] e^{-\frac{k_i}{w_l}(l-l_0)}.$$

Описываемое моделью изменение характеристик динамической системы первого порядка показано на рис. 32 (кривые a). В зависимости от характера процессов в активном и инертном слоях величина  $C_i$  монотонно понижается или повышается по экспоненте до значения  $\bar{C}_i$  в инертной области.

Более сложной и точной моделью является смешанный транспорт энергии и вещества от активной к инертной области, динамическая система второго порядка

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = -w \frac{\partial C_i}{\partial l} + K \frac{\partial^2 C_i}{\partial l^2} + f(C_i).$$

Аналогично предыдущему можно получить аналитическое решение при простейшей функции источника. Ограничимся, однако, констатацией общего решения при стационарной модели - оно представляет собой двухэкспоненциальное уравнение, и в зависимости от коэффициента демпфирования может реализоваться колебательно или монотонно затухающим режимом в переходной области (рис. 32, кривые b,c).

С тем чтобы не связывать себя с конкретными единицами измерений (градусами, граммами, литрами и т.д.), используем безразмерные характеристики: отношение значения  $C_i$  в каждой точке к установившемуся значению в инертной области  $C_i/\bar{C}_i$ . Тогда уравнение (56.3) преобразуется в вид

$$\frac{C_i}{\bar{C}_i} = 1 - \frac{\bar{C}_i - C_i(0)}{\bar{C}_i} e^{-\frac{k_i}{w_l}(l-l_0)}.$$

Значения  $k_i/w_l$  в этом уравнении легко находятся из данных натуральных наблюдений с помощью логарифмической анаморфозы уравнения (56.5)

$$\ln \frac{\bar{C}_i - C_i}{\bar{C}_i - C_i(0)} = -\frac{k_i}{w_l}(l-l_0).$$

Модель никак не может быть признана удовлетворительной при рассмотрении объекта с позиций частных наук: биологии, химии и в большей степени - физики океана, поскольку, основанная на максимальной генерализации, она преднамеренно игнорирует важные конкретно-специфические черты, составляющие интерес соответствующих частных наук. Она не передает бо-

гатства оттенков явления, но может выиграть в необходимой при системно-географическом подходе ясности при условии, однако, не только своей общности, но и описания разнообразных типовых конкретных характеристик.

Сравнение модели с фактическими распределениями характеристик показано на рис. 2 и 3. К этому можно добавить, что все типы вертикальных профилей солености и температуры, встречающиеся в Мировом океане, соответствуют в общих чертах правой или левой ветви модели вертикального профиля океана как динамической системы первого порядка или обнаруживают колебательные вариации, соответствующие модели системы

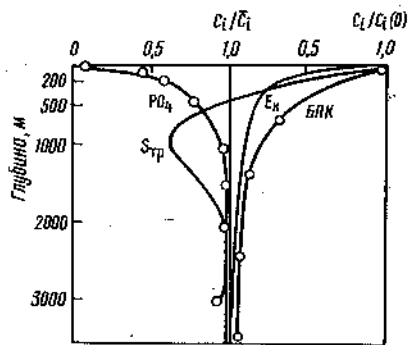


Рис. 33. Вертикальное распределение характеристик:  $S_{тр}$  — соленость в тропических водах;  $E_k$  — средняя для Мирового океана кинетическая энергия течений

В целом упрощенная модель пространственной структуры океана с учетом влияния границ раздела, основанная на самых общих представлениях и не претендующая на точность отражения конкретно-региональной картины, достаточно хорошо согласуется с конкретными данными о пространственном распределении свойств самой различной природы и совпадает со схемами вертикальной и горизонтальной структуры океана, построенными по отдельным конкретным признакам или параметрам. Модель отражает циркумграничную структуру океана, концепция которой восходит к идеям В.И.Вернадского.

### § 57. Граничные поверхности, географическое взаимодействие и биопродуктивность

В 1932 г. А.А.Григорьев ввел понятие "физико-географический процесс" (ФГП), что означает совокупное взаимодейст-

вие географических слагаемых среды. Взаимодействие происходит путем обмена вещества и энергии. Географические слагаемые — компоненты географической оболочки: литосфера, атмосфера, гидросфера и биосфера (или, в локальном масштабе, составляющие их тела и поля), а также солнечная радиация и другие "категории энергии, присущие географической оболочке" (Григорьев, 1966). ФГП расчленяется на звенья, а основные слагаемые — на элементы. Понятие ФГП выражает системное представление о географической оболочке и направляет внимание на функционирование геосистем. Важнейшим показателем интенсивности ФГП считается биопродуктивность среды.

В концепции граничных поверхностей аналогично концепции ФГП рассматривается совокупное взаимодействие географических слагаемых среды. Понятию "интенсивность ФГП" здесь соответствует понятие "активность среды". В предыдущих главах мы видели, что каждая граничная поверхность в отдельности, служа ареной интенсивного взаимодействия и катализатором жизненных процессов, формирует биологически продуктивный пограничный слой. Естественно ожидать, что увеличение числа граничных поверхностей разной природы должно вызывать нелинейный эффект активизации системы, больший, чем может вызвать простое увеличение поверхности одной из границ. Множество географических примеров показывает, что появление в системе границы новой природы вызывает принципиальные качественные изменения среды обитания. Оценка изменяющегося уровня ФГП, активности среды и ее биологического потенциала может быть получена подсчетом изменившегося числа прямых и обратных связей в локальной геосистеме.

Обозначим число стоящих за граничными поверхностями объектов взаимодействия, включая воду, через  $n$ . Число прямых и обратных связей между ними  $R$  равно числу размещений из  $n$  элементов по два:

$$R(n) = n(n-1). \quad (57.1)$$

Число  $R$  получило название "показатель многообразия".

Легко видеть, что применительно к ФГП число  $n$  характеризует многообразие географической среды. Многообразие ФГП равно сумме слагающих его процессов взаимодействия, т.е.  $R/2$ .

На рис. 34 приведена первая элементарная модель пространственной структуры океана, показывающая помимо изменения активности процессов с удалением от поверхностей раздела локальные оценки показателя многообразия  $R$ . Используются следующие границы раздела воды (и стоящие за ними объекты взаимодействия):  $A$  — с атмосферой,  $B$  — с берегом,  $B$  — с взвесью,  $\Gamma$  — с инородной водной массой,  $D$  — с дном,  $Ж$  — с живым веществом,  $Л$  — с льдом,  $O$  — с островом,  $П$  — с подводным источником.

Т.А.Айзатуллин (1979) высказал гипотезу о том, как вероятность сгущения жизни в морской среде возрастает с увели-

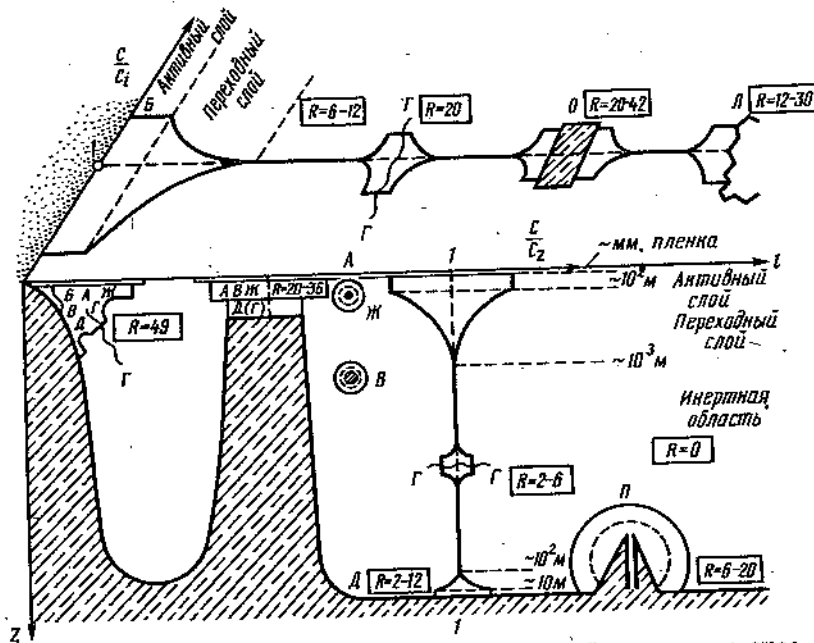


Рис. 34. Обобщенная модель пространственной структуры океана, показывающая изменение активности процессов и концентраций компонентов с удалением от поверхностей раздела и локальные оценки многообразия (по Т.А. Айзатуллин и др.)

чением  $R$ . С переходом от одной точки акватории, где число взаимодействующих объектов минимально ( $R_{\min}$  при  $n = 2$ ), к другой точке  $i$  вероятность изменяется по формуле

$$\rho_i = P_i / P_{\min} = (R_i / R_{\min})^2, \quad (57.2)$$

где  $\rho_i$  - относительная вероятность сгущения жизни;  $R_i, P_{\min}$  - неизвестные абсолютные вероятности;  $R_{\min} = 2$ .

В дальнейшем опыт картографирования  $\rho_i$  показал, что хорошую связь со скоплениями жизни высокого трофического уровня дает также формула, в которой численное значение относительной вероятности совпадает с характеристикой ФП - многообразием слагаемых его частных взаимодействий

$$\rho_i^* = R_i / 2. \quad (57.3)$$

Имея в виду связь биопродуктивности и числа  $R$ , интересно обратить внимание на то, что рис. 34 предсказывает существенное сгущение жизни в районе подводных источников (до уровня наиболее богатых жизнью поверхностных зон Мирового океана - фронтов, обозначенных буквой  $\Gamma$  со значением  $R = 20$ ).

Любопытно, что не предсказывавшиеся ранее никакими теориями такие сгущения, или оазисы, жизни были открыты на дне

Тихого океана в 1977 - 1979 гг. в местах выхода горячих сероводородных источников.

Число целостных географических объектов, использованное при расчете модели (рис. 34), оказывается эффективным для дифференциации морской среды на больших акваториях. Однако в локальном масштабе (например, ячейка принятой для расчетов картографической сетки) это число недостаточно. Для систем темного картографирования ФП оказывается целесообразным разделить взаимодействующие объекты на составляющие поля, которые могут включать различное количество элементов. Расчленение может быть проведено не обязательно единственным образом и зависит согласно теории сложных систем от условий задачи. Например, при исследовании биопродукционных потенциалов среды необходимо в число взаимодействующих объектов внести поля биогенных элементов (выделив их из целостного природного объекта - водной массы). Конечно, эти поля возникают не сами по себе, а в результате взаимодействия океаника с окружающими средами. Но их первоисточники могут быть удалены или не известны, и при анализе отдельной акватории или отдельного слоя океана приходится учитывать поля биогенов как самостоятельные взаимодействующие объекты того же ранга, что и остальные слагаемые среды (например, поле солнечной радиации). То же относится к динамическим полям, в которых диссипативные водные структуры, вызванные циркуляцией, существенно влияют на состояние локальной геосистемы.

Обозначим число географических слагаемых, возникающих при новом расчленении системы на составные объекты, буквой  $S$ . Тогда показатель многообразия примет вид

$$R(S) = S(S-1). \quad (57.4)$$

Выделение полей не равнозначно повсеместному и одинаковому увеличению числа взаимодействующих слагаемых. Так, поля биогенных элементов и кислорода считаются взаимодействующими слагаемыми только в местах их интенсивного поглощения (трансформации) живыми организмами, а эти места (очаги взаимодействия) находятся по изолиниям скорости поглощения на балансовых картах. Способы их построения путем численного решения обратной диффузионной задачи изложены в § 19. Сказанное относится и к полю течений - оно включается в число взаимодействующих слагаемых не повсеместно, а там, где имеются существенные для функционирования геосистемы диссипативные (кинематические) структуры: замкнутые круговороты, апвеллинги и др.

Перечень взаимодействующих природных объектов зависит от того, на какое проявление ФП ориентируется исследование. Если иметь в виду биопродукционную интенсивность ФП, то богатый материал для отбора объектов, влияющих на биологический потенциал среды, дает литература по промысловой океанологии.

Таблица 12  
Локальные географические слагаемые,  
использовавшиеся при расчете  
взаимодействий в морской среде

Географическое слагаемое	Обозначение	Сфера влияния или способ ее определения
Атмосфера	А	верхний слой 100 м
Солнечная радиация	Р	то же
Водная масса	Г	зона расчета слагаемых
<u>Диссипативные структуры</u>		
Температурный фронт	Ф1	по градиенту температуры
Соленостный фронт	Ф2	по градиенту солености
Слой скачка	С	по глубине залегания
Конвергенция	Ц1	по полю скорости
Дивергенция	Ц2	то же
Апвеллинг	Ц3	по температурной аномалии
Даунвеллинг	Ц4	то же
Среднемасштабный вихрь	Ц5	по полю скорости
<u>Дно</u>		
Ровное дно	Д1	слой 100-200 м
Склон круче 2°	Д2	до морской поверхности
Подводный источник	И	100 м
Берег	Б	100 км
Устье	З	до 200 км
Кромка льда	Л	50 км
Взвешенное вещество	В	по пониженной прозрачности
Фито- и зоопланктон	Ж1, Ж2	по повышенной концентрации
<u>Поглощаемые потоки вещества</u>		
Кислород	П1	по адвективной составляющей
Биогены	П2	баланса этих веществ
Углекислый газ	П3	по показателю рН
Сероводородная зона	Н	по $H_2S$ в нижележащих водах

В целом выделение взаимодействующих географических слагаемых локального масштаба представляется проблемой, возможности уточнения которой неисчерпаемы; А.А.Григорьев говорит о тысячах частных процессов. Однако здесь же кроется опасность переусложнения модели системы, при котором она потеряет эффективность. Поэтому вводить новые слагаемые можно лишь после эмпирической проверки того, что их учет существен для функционирования местной геосистемы. Перечень

географических слагаемых, уже использовавшихся для оценки числа взаимодействий в морской среде, показан в табл. 12.

Таблица 13  
Основные типы акваландшафтов и их главные слагаемые (обозначения по табл. 12)

Типы акваландшафтов	Главные слагаемые		Число
	облигатные	факультативные	
Поверхностный однородный	А, Р, Г	Ц, Ж	3-5
Фронтальный	Ф, Ц, А, Р, Ж, Г	С	6-7
Кромколедовый	Л, А, Р, Ж, Г	С	5-6
Островной	Б, А, Р, Л, Ж, Г	П, В	6-8
Глубинный однородный	Г	Ж	1-2
Донный однородный	Д, Г	Ж, В, П	2-5
Гидротермальный	И, Д, Ц, Г	Ж, В, Н	4-7
Банковый	Д, А, Р, Ц, Г	Ж, В	5-7
Шельфовый	Д, А, Р, Ж, Г	В, Ф, Ц	5-8
Прибрежный однородный	Б, А, Р, Д, В, Ж, Г	Ф, Ц	7-9
Апвеллинговый	Ц, П, А, Р, Б, Ж, В, Г, Д	Ф	9-10
Эстуарный	Э, Б, А, Р, В, Ж, Д, Г	Ц	8-9

В приведенном перечне слагаемых очень мало места отведено атмосфере, так как ее взаимодействие отражено в изменчивых диссипативных структурах водной среды. В некоторых случаях в атмосфере целесообразно выделять отдельные взаимодействующие с водой поля и структуры (циклоны, сгонные ветры, золовый перенос, осадки и др.). В табл. 13 приведен примерный состав географических слагаемых для главных типов акваландшафта. Расчеты числа взаимодействий на основе слагаемых из табл. 1 показали удовлетворительную связь с биопродукцией среды, оцениваемой по высокому трофическому уровню.

На рис. 35 нанесено число географических слагаемых, попадающих в ячейку двухградусной сетки. В это число вошли: солнечная радиация, берег, мелководье, слой скачка, конвергенции, дивергенции, среднемасштабные циклонические вихри в океане, температурные фронты, внефронтальные зоны повышенных

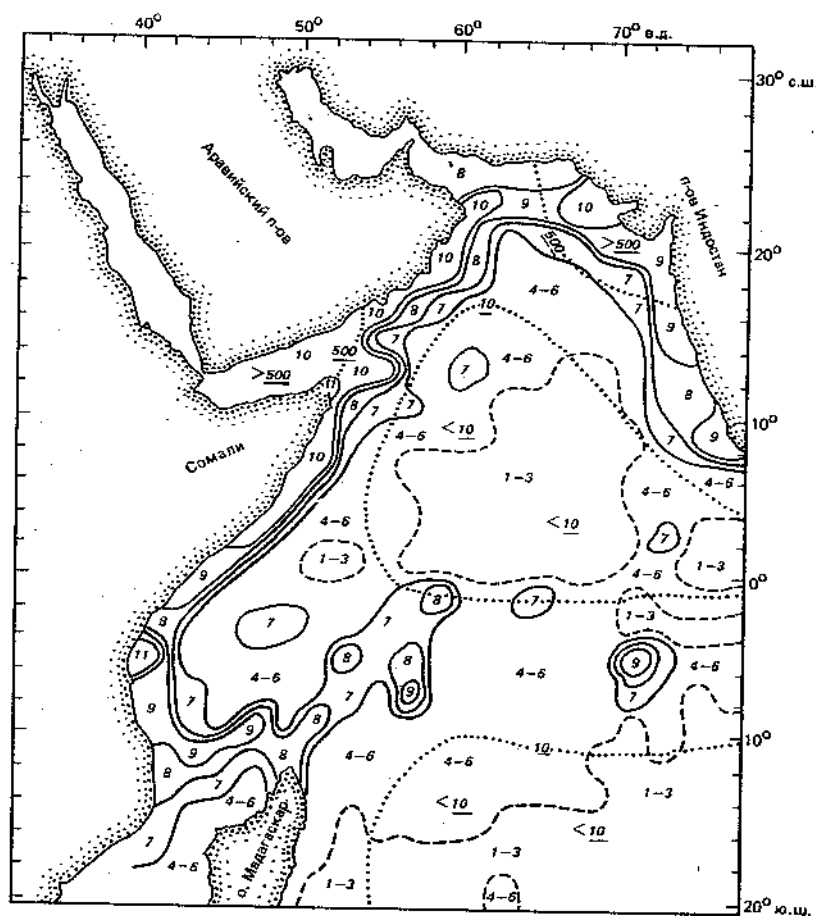


Рис. 35. Локальные оценки числа географических слагаемых среды и среднегодовая рыбопродуктивность. Подчеркнутые цифры — уловы, кг/км<sup>2</sup> (по П.А.Моисееву)

градиентов температуры, зоны высокого потребления нитратов и фосфатов, повышенная первичная продукция и биомасса зоопланктона. Были использованы весовые индексы для слагаемых: 3 — для обширного берега, 2 — для берега небольшого острова и для температурного фронта, 1 — для остальных слагаемых. Вблизи берега мелководье отдельно не учитывалось. На других вариантах карт учитывались устья рек, осадки, сероводород и рельеф дна. Изолинии числа слагаемых показывают принципиальную согласованность с изолиниями рыбопродуктивности, о

которой, однако, подробной информации для Индийского океана нет.

Наконец, важной характеристикой океанической среды может быть определение ведущего звена ФП и в этом звене — ведущего компонента. Составление таблиц с перенесением взаимодействующих слагаемых по узлам расчетной картографической сетки позволяет найти в местах обогащения ФП слагаемые, вызывающие отличие заданного места от окружающей акватории, — их и следует считать ведущими компонентами.

Перечисленные системные характеристики морской среды, определяющие ее тип и активность, возникли в океанологии независимо от понятия ФП, в рамках концепции граничных поверхностей в океане. Однако использование понятий ФП и горизонта служит важной логической концепцией, способствующей объединению теоретической географии суши и океана.

В недавнем прошлом, всего одно – два десятилетия тому назад, у океанологов господствовало убеждение в том, что процессы молекулярной теплопроводности и диффузии не играют сколь-нибудь заметной роли в формировании природы океана и вполне перекрываются процессами турбулентного обмена. Этот взгляд находил отражение во многих учебниках и подкреплялся ссылками на огромную величину числа Рейнольдса, рассчитанного по средним параметрам океана. Математические модели вертикального распределения турбулентности имели преимущественно экспоненциальный характер с максимумом турбулентности на свободной поверхности. Считалось, что вблизи океанских границ, особенно границы с атмосферой, где развито волнение, нельзя предполагать существования упорядоченных, дифференцированных, градиентных структур.

Параллельно с этим думали, что физика и динамика океана практически не зависят от химических и биологических процессов, а также от присутствия взвешенного вещества, пока его концентрация недостаточна для заметного изменения плотности воды.

Еще во времена господства этих воззрений стали накапливаться фактические и теоретические материалы, заставившие, наконец, принять новый взгляд на структуру океанического пространства вблизи границ раздела. Оказалось, что начиная с какого-то небольшого и непостоянного расстояния от границы (для морской поверхности это расстояние меньше метра) турбулентность быстро уменьшается и структура среды, освобождаясь от этого осредняющего фактора, все больше и больше усложняется. В тонких пограничных слоях (толщиной в сантиметры и миллиметры) обнаружился мир, необычный по своему составу и характеру взаимосвязей. Пренебрегать химией и биологией при анализе и прогнозе физических процессов здесь уже было бы грубой ошибкой.

Тонкий пограничный подслои оказался настолько сложной системой и важным звеном в жизни океана, что в американской литературе было высказано мнение, что верхний миллиметр океана заслуживает такого же объема исследований, какой применяется ко всей верхней половине океанской толщи. В советской океанологической печати было заявлено о целесообразности создать новую научную дисциплину – океанологию верхнего метрового слоя океана.

Размеры пограничной внутртурбулентной зоны кажутся очень небольшими, если использовать обычные единицы расстояния. Но понятие расстояния глубоко связано с понятием времени, а именно времени передачи воздействия от одного объекта к другому (в широком смысле – передачи сигнала). Универсальный механизм передачи сигналов в водной среде – это диффузный поток вещества, тепловой и механической энергии. Скорость диффузии вещества, определяемая коэффициентами диффузии, в пограничном микрослое на 5–7 порядков меньше, чем в удаленной от границ области. Следовательно, если оценивать расстояния единицами времени передачи сигнала, то пространство микрослоя окажется необычайно емким для размещения дифференцированных и разнообразных структур и развития сложных процессов, через которые осуществляются обмен океана с окружающей средой и формирование его глобальной циркуляционной структуры.

Мы видели, что граничные поверхности оказываются не только важнейшими и очень сложными звеньями океана как открытой динамической системы, но и образуют тот каркас, на котором происходят организация океанической среды в целом и формирование ее локальных акваландашфтов.

- Айзатуллин Т.А., Лебедев В.Л., Хайлов К.М. Океан. Активные поверхности и жизнь. Л., 1979.
- Баренблатт Г.И. Подобие, автомодельность, промежуточная асимптотика. Л., 1982.
- Безбородов А.А., Еремеев В.Н. Физико-химические аспекты взаимодействия океана и атмосферы. Киев, 1984.
- Бенжиккий А.Г. Нефтяные контаминанты в гипонейстали морей и океанов. Киев, 1980.
- Биогеохимия океана. М., 1983.
- Биохимическая трофодинамика в морских прибрежных экосистемах. Киев, 1974.
- Будыко М.И. Глобальная экология. М., 1977.
- Будыко М.И. Эволюция биосферы. Л., 1984.
- Буйницкий В.Х. Морские льды и айсберги Антарктики. Л., 1973.
- Бурков В.А. Общая циркуляция вод Тихого океана. М., 1972.
- Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. Л., 1980.
- Взаимодействие океана с окружающей средой. М., 1983.
- География Мирового океана. Физическая география Мирового океана. Л., 1980.
- Гидродинамика береговой зоны и эстуариев. Л., 1970.
- Гребер Г., Эрк С., Григуль У. Основы учения о теплообмене. М., 1958.
- Григорьев А.А. Закономерности строения и развития природной среды. М., 1966.
- Гухман А.А. Применение теории подобия к исследованию процессов тепло-массообмена. М., 1974.
- Данкверст П.В. Газо-жидкостные реакции. М., 1973.
- Ерлов Н.Г. Оптика моря. Л., 1980.
- Зайцев Ю.П. Жизнь морской поверхности. Киев, 1974.
- Зайцев Ю.П. Это удивительное море. Одесса, 1978.
- Зенкевич Л.А. Фауна и биологическая продуктивность моря. М., 1951.
- Зубов Н.Н. Морские воды и льды. М., 1938.
- Лебедев В.Л., Айзатуллин Т.А., Хайлов К.М. Океан как динамическая система. Л., 1974.
- Леонтьев О.К. Физическая география Мирового океана. М., 1982.
- Леонтьев О.К., Сафьянов Г.А. Каньоны под морем. М., 1973.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М., 1974.
- Моисеев П.А. Биологические ресурсы Мирового океана. М., 1969.
- Парсонс Т., Такахаши М., Харгрейв Б. Биологическая океанография. М., 1982.
- Патин С.А. Влияние загрязнения на биологические ресурсы и продуктивность Мирового океана. М., 1979.
- Саркисян А.С. Численный анализ и прогноз морских течений. Л., 1977.
- Сафьянов Г.А. Береговая зона океана в XX веке. М., 1978.
- Сафьянов Г.А. Динамика береговой зоны морей. М., 1973.
- Степанов В.Н., Светличный Л.С. Исследование гидромеханических характеристик планктонных копепод. Киев, 1981.
- Стоммел Г. Гольфстрим. М., 1963.
- Тернер Дж. Эффекты плавучести в жидкостях. М., 1976.
- Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л., 1983.
- Хорн Р. Морская химия. М., 1972.
- Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. М., 1956, 1974.
- Шуляк Б.А. Физика волн на поверхности сыпучей среды в жидкости. М., 1971.
- Шумилов А.В., Косарев А.Н., Лебедев В.Л. Процессы обмена на границе океан - атмосфера. М., 1973.

Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	6

Глава I. МНОГООБРАЗИЕ ГРАНИЧНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

§ 1. Противоречивость границ . . . . .	10
§ 2. Раздвоенность границ . . . . .	11
§ 3. Единство границ . . . . .	13
§ 4. Динамичность границ . . . . .	14
§ 5. Обзор граничных поверхностей . . . . .	16
§ 6. Типы граничных поверхностей . . . . .	20
§ 7. Пограничные слои и хорионы . . . . .	21
§ 8. Разделяющая и синтезирующая роль граничных поверхностей . . . . .	25

Глава II. ДИСПЕРСНЫЕ ГРАНИЧНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

§ 9. Дисперсная поверхность вода - взвешенное неживое вещество . . . . .	29
§ 10. Дисперсная поверхность вода - живое вещество . . . . .	32
§ 11. Энергетический обмен со средой. Турбулентность . . . . .	37
§ 12. Влияние минеральной взвеси на скорость горизонтального потока . . . . .	40
§ 13. Динамика легкой и нейтральной взвеси . . . . .	43
§ 14. Взвесь в поле силы Кориолиса . . . . .	46
§ 15. Влияние взвеси на гидростатическое давление воды . . . . .	48
§ 16. Влияние взвесей на прозрачность и цвет воды . . . . .	49
§ 17. Взвесь в электрическом поле . . . . .	52
§ 18. Вещественный обмен со средой . . . . .	55
§ 19. Динамическое равновесие вещественных полей среда - взвесь . . . . .	57
§ 20. Объединенный хорион скопления взвеси . . . . .	60

Глава III. ГРАНИЧНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ ОКЕАН - АТМОСФЕРА

§ 21. Иерархия пограничных слоев . . . . .	62
§ 22. Поверхностный микрослой океана (ПМС) . . . . .	65

§ 23. Масштабы основных компонентов тонкой поверхностной структуры . . . . .	68
§ 24. Свободная конвекция. Теоретический профиль температуры . . . . .	69
§ 25. Сравнение теоретического профиля температуры с наблюдениями . . . . .	72
§ 26. Критическое число Рэлея в полуограниченной среде . . . . .	76
§ 27. Период свободной конвекции и ее механизм . . . . .	78
§ 28. Термокапиллярная конвекция Марангони. Термодиффузия Соре . . . . .	82
§ 29. Переход к вынужденной конвекции . . . . .	86
§ 30. Простая модель температурной аномалии при ветре . . . . .	90
§ 31. Учет капиллярных волн . . . . .	95
§ 32. Реология квазикристаллической воды . . . . .	97
§ 33. Поглощенная радиация. Дневной температурный скин-слой . . . . .	99
§ 34. Химические аномалии и процессы . . . . .	100
§ 35. Экосистемы морской поверхности . . . . .	105
§ 36. Взаимосвязь процессов и компонентов поверхности . . . . .	107

Глава IV. ГРАНИЧНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ ВОДА - ДНО, БЕРЕГ, ЛЕД

§ 37. Подвижная зона берега и литоральные течения . . . . .	112
§ 38. Динамический пограничный слой . . . . .	116
§ 39. Пограничный слой без вращения. Уравнения Прандтля, Мартина - Лонга . . . . .	119
§ 40. Прибрежные пограничные слои . . . . .	123
§ 41. Ледяные берега и структура ледовой пограничной зоны . . . . .	129
§ 42. Структура придонного пограничного слоя . . . . .	135
§ 43. Пути расчета течений придонного слоя . . . . .	136
§ 44. Метод Буркова . . . . .	138
§ 45. Метод Фомина . . . . .	142
§ 46. Экстраполяция плотности . . . . .	146
§ 47. Течения в каньонах, подводных долинах и проливах . . . . .	147
§ 48. Химические и тепловые аномалии. Гидротермы . . . . .	151
§ 49. Активизация биологических процессов и загрязнения у твердых границ . . . . .	155
§ 50. Общие черты контактных зон . . . . .	157



Глава У. ГРАНИЧНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ ВОДА —  
ВОДА

§51. Деформационные поля и типы фронтов . . . . .	159
§52. Распределение фронтов и зональность океана . . . . .	166
§53. Интенсификация течений на фронте Куроиси . . . . .	171
§54. Слой скачка плотности и биопродуктивность . . . . .	171
§55. Градиентные зоны в промысловой океанологии . . . . .	173

Глава УІ. РОЛЬ ГРАНИЧНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ  
В СТРУКТУРЕ И ПРОДУКТИВНОСТИ ОКЕАНА

§56. Пространственная упорядоченность характеристик океана относительно границ . . . . .	175
§57. Граничные поверхности, географическое взаимодействие и биопродуктивность . . . . .	178
Заключение . . . . .	186
Литература . . . . .	188

ВЛАДИМИР ЛЬВОВИЧ ЛЕВЕДЕВ  
ГРАНИЧНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ В ОКЕАНЕ

Зав.редакцией И.И.Щехура. Редакторы С.А.Останина,  
Р.И.Кривилло. Технический редактор Г.Д.Колоскова. Коррек-  
торы Л.А.Айдарбекова, Г.В.Зотова.

ИБ № 2325

Сдано в набор 15.01.86. Подписано в печать 18.07.86.  
Л-67299. Формат 60x90/16. Бумага офс. №2. Офсетная печать.  
Усл.печ.л. 12,0. Уч.-изд.л. 11,2. Тираж 700 экз. Заказ №1696.  
Цена 35 коп. Изд. №4150.

Набор выполнен на наборно-лигатурных машинках в ордена "Знак  
Почета" издательстве Московского университета.  
103009, Москва, ул.Герцена, 5/7.

Типография ордена "Знак Почета" изд-ва МГУ.  
119899, Москва, Ленинские горы.