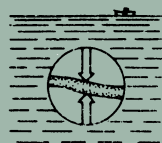


Т. А. Айзатуллин
В. Л. Лебедев
К. М. Хайлов

ОКЕАН. АКТИВНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ И ЖИЗНЬ

*„В массе частных
выявить большой
лик океана.“*

Л. А. Зенкевич



Т. А. Айзатуллин
В. Л. Лебедев
К. М. Хайлов

ОКЕАН. АКТИВНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ И ЖИЗНЬ

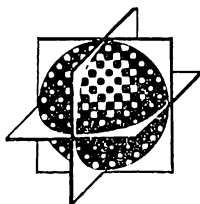
Под редакцией
чл.-корр. АН УССР В. И. Беляева

Ленинград
Гидрометеониздат
1979



26.89(9)
А36

*Памяти
Гелия Гетманского,
гидрометеоролога,
погибшего на посту.*



Спрашиваем... знаком ли он с трудами выдающегося советского биофизика В. И. Вернадского, разрабатывающего интересующую его проблематику. — О, в самом деле? Запишите мне, пожалуйста, это имя, обязательно почитаю.

Ю. Архипов

Однажды перед авторами этой книги была поставлена необычная задача: определить районы вероятного концентрирования жизни в глубинах океана, не располагая никакой биологической информацией. Чтобы как-то подойти к решению такой задачи, надо было, анализируя распределение концентрирования жизни в хорошо изученной части океана — его верхнем слое, отыскать общий признак. Оказалось, что такой, общий для всех районов океана, признак существует: жизнь концентрируется и наиболее активна преимущественно в слоях, прилегающих к внешним и внутренним границам раздела в океане — свободной, жидким и твердым. Причем, как правило, пограничные слои, ближе всего расположенные друг к другу, отличаются большим богатством жизни (и наоборот). На это уже можно было ориентироваться.

Довольно долго сообщения об этих результатах ученые (и биологи, и химики, и даже многие географы) воспринимали как недоразумение и даже как нелепость. Однако постепенно начали появляться подтверждения, а океанолог В. Л. Лебедев, наиболее далекий от биологии и химии среди авторов этой книги, неожиданно обнаружил, что это было установлено полвека назад В. И. Вернадским, решавшим задачу, похожую на нашу, и описано им как основная черта биологической структуры океана.

Мысли великого геохимика и натуралиста о структуре океана и о роли пограничных слоев в ее формировании были прочно забыты. И не без основания: когда Вернадский создавал свою концепцию структуры океана, еще не было схем распределения планктона, а о физических, химических и биологических эффектах пограничных слоев в океане почти ничего не знали. Подбирая сведения об этих эффектах, чтобы на современном материале рассмотреть действительные основания концепции Вернадского, мы обнаружили явные следы назревающей в океанологии революции.

Увлечения морских физиков, химиков и биологов всегда очень различались. Но в последнее время они вдруг как по команде стали концентрироваться вокруг двух вопросов: системного описания океана и внешних и внутренних границ раздела — макро- и микроскопических. Связь между этими вопросами, казалось бы, трудно предположить. И все же она есть, а обращение ученых именно к этим вопросам не случайно. Границы раздела в океане, как, по замечанию морского химика Р. Хорна [1972], и границы между науками, являются важными ориентирами в его многоаспектном системном описании. Возможно, что на первых порах значение этих вопросов несколько преувеличивается.

Гидрофизики-теоретики стали говорить: «Дайте нам надежную информацию о процессах взаимодействия на границе раздела океан — атмосфера, и мы создадим точную модель циркуляции вод в океане и, кроме того, сможем сделать точными прогнозы погоды». Обнаружились резкие скачки всех свойств воды в поверхностной пленке океана. Ее термические особенности тщательно исследовали советские океанологи С. П. Малевский-Малевич, Г. Г. Хунджуа и Е. Г. Андреев, А. В. Шумилов и Ю. Л. Черноусько и описали в 1967—1977 гг. В английской литературе поверхностная пленка получила название скин-слоя, или кожного слоя, океана (см. Куфтарков, Нелепо, Федоровский, 1978). Появились данные о том, что мелкомасштабные скачки свойств возникают и на удалении от границ раздела. Интересные обобщения по этому вопросу даны в работах К. Н. Федорова [1975] и А. С. Мониной [1973]. Наконец, В. И. Беляев [1978], разрабатывая математическую теорию сложных геосистем, считает необходимым учитывать, что оболочки Земли представляют собой гетерогенные дисперсные системы

и что морским организмам свойственно концентрироваться в пограничных областях, где условия среды отвечают возможностям их обитания.

Не менее решительный поворот наметился и в химии океана. Р. Хорн [1972], обвиняя гидрохимию в том, что она до последнего времени занималась относительно второстепенными вопросами, замечает: она представляет собой почти исключительно химию поверхностей раздела. В моделях самоочищения биосферы от химических загрязнений теперь учитывают толщину верхней «ламинарной» пленки и пограничного слоя океана.

Еще в 1939 году гидрохимик Б. А. Скопинцев, изучая морскую пену, первым обнаружил необычные биохимические свойства поверхностной пленки океана. Сейчас это область интенсивных исследований во всем мире, приносящих все новые и неожиданные результаты. Первой неожиданностью явилось сгущение жизни в поверхностной пленке моря. Раньше она считалась почти безжизненной из-за сильной радиации. Пионерами изучения организмов пленки стали Ю. П. Зайцев и А. И. Савилов.

По мере роста интереса к пограничным слоям становится все очевиднее, что пока удалось обнаружить лишь незначительную часть пограничных эффектов.

Если физические и химические эффекты пограничных слоев, как правило, недоступны непосредственному наблюдению, то биологические эффекты очевидны, они давно обратили на себя внимание и уже зафиксированы в способе группирования организмов на нейстон, бентос, перифитон, прибрежные сообщества. Тем удивительнее, что связь биологических особенностей с физическими и химическими особенностями пограничных слоев до сих пор не исследована. Авторы надеются, что эта книга, написанная химиком, физико-океанологом и биологом, много лет изучающими океан, даст материал для размышления на эту тему. С нею оказываются прямо или косвенно связанными такие важные вопросы, как структура океана и распределение в нем жизни, биологическая продуктивность океана и пределы способности перерабатывать загрязнения, особенности функционирования морских экосистем, биогеохимические циклы элементов и колебания климата, и авторы старались не избегать их. В книге «Океан как динамическая система» [Лебедев и др., 1974] авторы сравнивали океан с живой клеткой, здесь роль организующей концепции переходит

к граничным поверхностям как главным элементам структуры этих динамических систем.

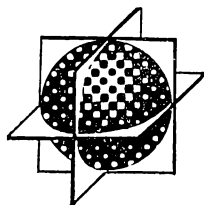
Одна из исследовательских трудностей, в значительной степени связанных с поверхностями раздела и пока редко осознаваемых, заключается в своеобразном явлении принципиальной «неопределенности» морских экосистем, напоминающем хорошо известный принцип неопределенности в физике элементарных частиц. Оказалось, что экспериментальную экосистему (лабораторную модель), подобную природной одновременно по всем гидродинамическим, химическим и экологическим критериям подобия, создать невозможно. Это обстоятельство выдвинуло на первый план такое исследовательское средство, как математическое моделирование, и такую методологическую ориентацию, как системный подход. Обращаясь к этим вопросам, авторы старались не выходить за рамки программы по математике университетских курсов химических, биологических и географических факультетов.

Введение и глава 1 написаны Т. А. Айзатуллинным и В. Л. Лебедевым, остальные главы и заключение — тремя авторами.

Отмечая выше некоторые из фамилий отечественных ученых, внесших серьезный вклад в физику, химию, биологию пограничных слоев океана или даже заложивших основы целого направления исследований, авторы этой книги вспоминали слова А. Богданова [1912], предположенные его книге, которая положила начало системологии: «Возможно, что другие лучше выполнили бы дело; но этих других приходится ждать». Авторы надеются, что читатель с пониманием отнесется к трудностям написания такой книги, и будут признательны за все замечания о ней.

Авторы благодарят за внимание и поддержку профессора А. Д. Добровольского, академика К. К. Маркова, профессора Ю. Г. Саушкина, докторов географических наук В. Р. Фукса и А. В. Некрасова, а также члена-корреспондента АН УССР В. И. Беляева, сделавшего много интересных и полезных замечаний. Весьма полезными для авторов оказались критические замечания профессоров М. Е. Виноградова и Б. А. Скопинцева, а также кандидата биологических наук Н. Г. Виноградовой. Авторы выражают им свою признательность. Авторы благодарят Н. Рожкову и Л. Перочинскую за большую помощь в подготовке рукописи.

Большой лик океана и границы раздела



В массе частных случаев выявить большой лик океана.

Л. А. Зенкевич

Океан представляет собой систему, явление в определенных границах. И в конце концов эти границы могут оказаться более интересными, чем само явление.

Р. Хорн

Судя по солевому составу вод, на земном шаре существует лишь один-единственный океан. Его называют Мировым океаном и иногда океаносферой. Тем и другим названием стремятся подчеркнуть, что океан представляет собой единую глобальную систему. Единую по составу, структуре и функционированию. Даже в самых глубоких впадинах океана или в распресненных окраинных морях сохраняется главная константа океана — соотношение между концентрациями основных компонентов солевого состава морской воды.

Возможно, если бы в эпоху Великих географических открытий морскими экспедициями руководили химики, они не стали бы расчленять океан — и тем более по морфологическим признакам, т. е. по расположению границ, разделяющих океан и сушу. При таком, сейчас общепринятом способе расчленения, как известно, географы выделяют четыре океана: Северный Ледовитый (1,2% массы и 3,6% площади), Атлантический (24,7% массы и 25,9% площади), Индийский (21,3 и 20,7%) и Тихий (52,8 и 49%) (цифры даны по А. С. Монину, 1977). Но часто называют и пятый океан — Южный (Антарктический), хотя он и не отгорожен от остальных материками или архипелагами. Для такого добавления есть серьезное основание: между этим пятым и другими океанами

пролегает хотя и никак не обозначенная на карте, но вполне реальная и устойчивая граница. Незримая стена, образуемая водным потоком, в некотором отношении даже менее проницаема, чем обычные границы между океанами. Так, на этом разделе температурный контраст гораздо больше, чем на границах между Атлантическим, Индийским и Тихим океанами.

Развитой научной концепции океана, которая была бы подобна, например, геологической концепции континента, не существует. Следуя геологам, в океане часто выделяют различные водные породы (водные массы). Если пользоваться такими физическими характеристиками, как температура и плотность водных масс, то границы между океанами лягут совершенно необычным образом. Немецкий океанолог А. Дефант разделил Мировой океан всего лишь на две неравные части: сравнительно небольшую по объему теплую океаническую тропосферу и мощную холодную океаническую стратосферу (рис. 1). Граница между Теплым и Холодным сверхокеанами Дефанта отмечена на поверхности океана Главным океаническим фронтом, и ее наклон изменяется от вертикального в полярных областях до горизонтального в тропических. Воды Холодного сверхокеана Дефанта в высоких широтах занимают всю толщу от поверхности до дна. В низких широтах они уходят под Теплый сверхокеан, на глубину около километра, и даже на экваторе составляют основную часть толщи, так что средняя температура ее здесь всего 4°C.

Необычность квазигеологического членения Мирового океана состоит в том, что все границы между океанами жидкие, а у Теплого сверхокеана Дефанта и дно жидкое.

Несмотря на это, прямой водообмен между сверхокеанами весьма ограничен и в основном сосредоточен в немногих местах, таких, как район Исландии, где воды Гольфстрима уходят в глубины Северного Ледовитого океана, или район Гибралтарского пролива, где теплые, но плотные воды средиземноморского происхождения погружаются на глубину.

У каждого из сверхокеанов Дефанта, отвечающих основным требованиям самостоятельности, свои водные массы, атмосферные условия и, главное, своя собственная полузамкнутая циркуляция вод, которая обеспечивает материальное единство каждого из сверхокеанов.

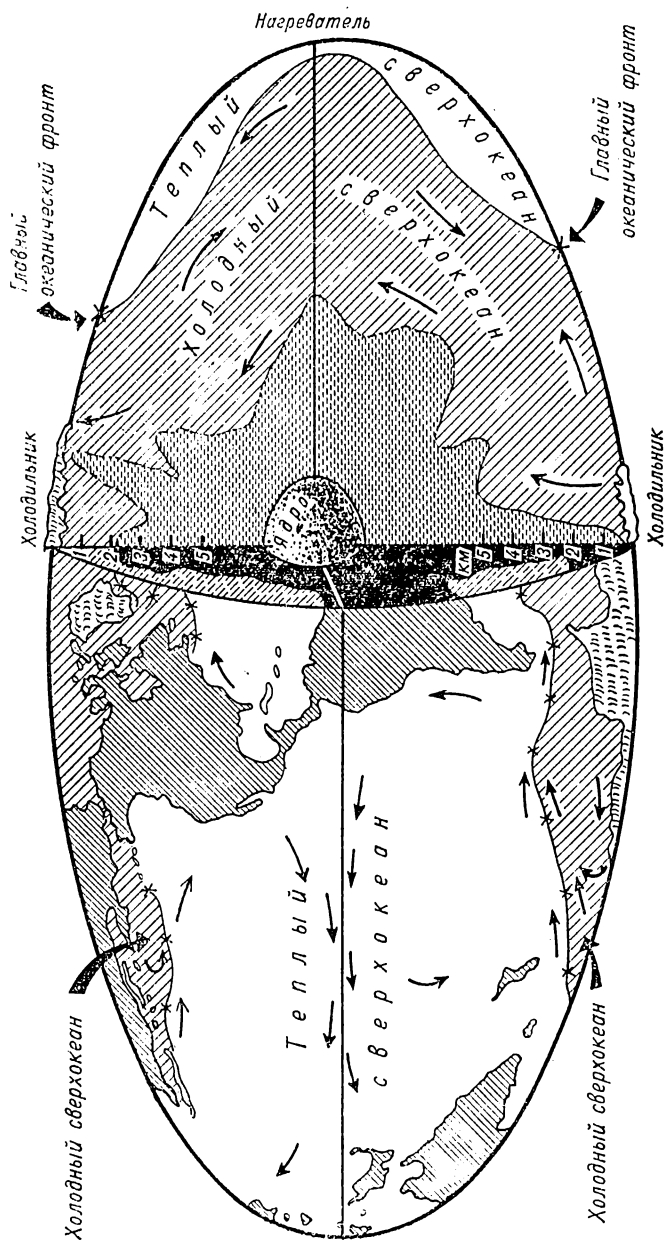


Рис. 1. Два сверхокеана Дефанта. Если учитывать представления В. В. Шулейкина и Н. Н. Зубова, Мировой океан можно разделить на восемь самостоятельных океанов, каждый из которых характеризуется своей собственной циркуляцией.

При геофизическом взгляде на океан схема Дефанта, однако, существенно изменяется. Согласно концепции академика В. В. Шулейкина [1968], взаимодействие океана, атмосферы и космоса соответствует механизму работы тепловых машин. Главным нагревателем в глобальной тепловой машине служит экваториальная область, а холодильниками — полюса. Контраст между ними является энергетическим источником циркуляции атмосферы и океана.

Отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса) препятствует прямому обмену воздухом между нагревателем и холодильниками (за исключением, возможно, лишь самого верхнего, разреженного слоя атмосферы). Меридиональный поток сравнительно плотного тропического воздуха распадается под действием силы Кориолиса на несколько круговоротов, из которых самые большие и регулярные примыкают с севера и юга к экватору и соответственно определяют северную и южную циркуляции воды в пределах Теплого сверхокеана Дефанта. Таким образом, экватор, на котором параметр Кориолиса меняет знак, представляет собой реально существующую и важную жидкую границу, разделяющую Теплый сверхокеан на две самостоятельные части — северную и южную. Выдающийся советский океанолог Н. Н. Зубов [1956] писал: «Если согласиться с тем, что Мировой океан надо подразделить не только по морфологическим, но и по гидрометеорологическим признакам, то можно выделить следующие восемь океанов: Северный Ледовитый, Северный Атлантический, Северный Индийский, Северный Тихий, Южный Тихий, Южный Индийский, Южный Атлантический и Южный (или Антарктический). Лично я все более присоединяюсь к последней точке зрения».

Если подробнее рассматривать термическую структуру океана и его взаимодействие с атмосферой, придется выделить еще верхний, почти однородный по температуре слой толщиной обычно несколько десятков метров. Нижней границей этого слоя, жидкой, как и у Теплого сверхокеана, служит слой резкого скачка температуры, моделируемый поверхностью разрыва. Не останавливаясь на механизме процессов, которые в состоянии сколь угодно долго поддерживать разрыв, отметим лишь, что, согласно современной теории поверхности разрыва, на ней должен помещаться диполь, момент

которого определяется различием в турбулентных свойствах вод по обе стороны этой поверхности [Баренблатт, Черный, 1963].

Таким образом, невидимые, реально существующие жидкие границы в океане имеют самый разнообразный характер. Мы отметили три типа этих границ: гидрологический фронт, разделяющий теплые и холодные воды, экватор, разделяющий поля с различным знаком параметра Корнолиса, и слой скачка, разделяющий воды с различными турбулентными состояниями.

По всем своим свойствам квазиоднородный пограничный слой отличается от нижележащей толщи вод несравненно больше, чем отдельные океаны друг от друга. Однако этот слой не выделяется в отдельный океан аналогично Теплому сверхокеану Дефанта. Действительно, такие же различные по свойствам пограничные слои и зоны существуют вблизи других — твердых — границ океана: у берегов и дна. Природа отметила ими всего лишь естественные разделы, являющиеся одновременно границами контакта океана и окружающей среды. Эти границы раздела-контакта имеют первостепенное значение в концепции биологической структуры океана, сформулированной В. И. Вернадским в 1926 г. [1967] еще до того, как на основе данных экспедиции на «Метеоре» в 1925—1927 гг. Е. Гентшель построил первую принципиальную схему распределения планктона в Мировом океане.

Согласно Вернадскому, «скопление» (концентрирование) жизни наблюдается лишь в пленках (пограничных слоях) океана, причем сгущение (максимальное концентрирование) жизни происходит в районах сближения границ раздела. Вводя термин «сгущение жизни», Вернадский, по-видимому, учитывал представление одного из основоположников термодинамики — Дж. В. Гиббса о сгущении всех свойств на границах раздела. Согласно Вернадскому, «едва ли 2% общей массы океана занято сгущениями жизни. Вся остальная его масса содержит жизнь рассеянную».

Вернадский выделяет «четыре статических скопления жизни: две пленки — планктона и донную и два сгущения — прибрежное (морское) и саргассовое». Термином «пленки», в отличие от того, что вкладывают в этот термин сейчас, так же как и термином «поверхности» (раздела), Вернадский называл географические

пограничные слои любого масштаба или их совокупность, включая всю биосферу. Так, он писал: «В лике Земли выявляется поверхность нашей планеты, ее биосфера, ее наружная область, ограничивающая ее от космической среды». Говоря о планктонной и донной пленках, он имеет в виду соответственно верхний (фотический) и придонный (бентосный) слои. Саргассовым сгущением Вернадский условно обозначает районы повышенного концентрирования жизни в пределах верхнего пограничного слоя в открытом океане, не связанного с дном и берегом, и признает причину их образования пока (в 1926 г.) не ясной. В контексте его концепции последовательным было бы связывать саргассовые сгущения со сближением границы раздела океан — атмосфера с жидкими границами.

Океаны Вернадского, схематически изображенные на рис. 2, совпадают с океанами Зубова.

Особое значение Вернадский придает прибрежному сгущению жизни, ибо оно оставило свой след во всей истории планеты как зона наиболее интенсивных биохимических превращений. Вообще концепция структуры океана создавалась геохимиком Вернадским под биогеохимическим углом зрения, и на концентрирование жизни в пограничных слоях океана он обратил особое внимание не случайно: «Такие скопления жизни являются областями мощной химической активности». К представлению об активных поверхностях раздела и о сравнительно инертной «внутренней» массе океана пришлось вернуться через полвека, когда потребовалось количественно рассчитать распределение в океане жизни и активности биохимической трансформации веществ, особенно органических загрязнений.

Весьма простая схема распределения жизни в океане, вытекающая из концепции Вернадского, довольно быстро подтвердилась гидробиологическими исследованиями и на фоне накопленного материала стала выглядеть слишком тривиальной, чтобы служить стратегическим ориентиром в исследованиях. В то же время сама концепция, не совсем обычным образом сформулированная, отошла на второй план, была забыта или стала восприниматься как недоразумение. В значительной степени это произошло потому, что интересы в гидробиологии стали концентрироваться вокруг проблемы первичной и рыбной продуктивности верхнего слоя океа-

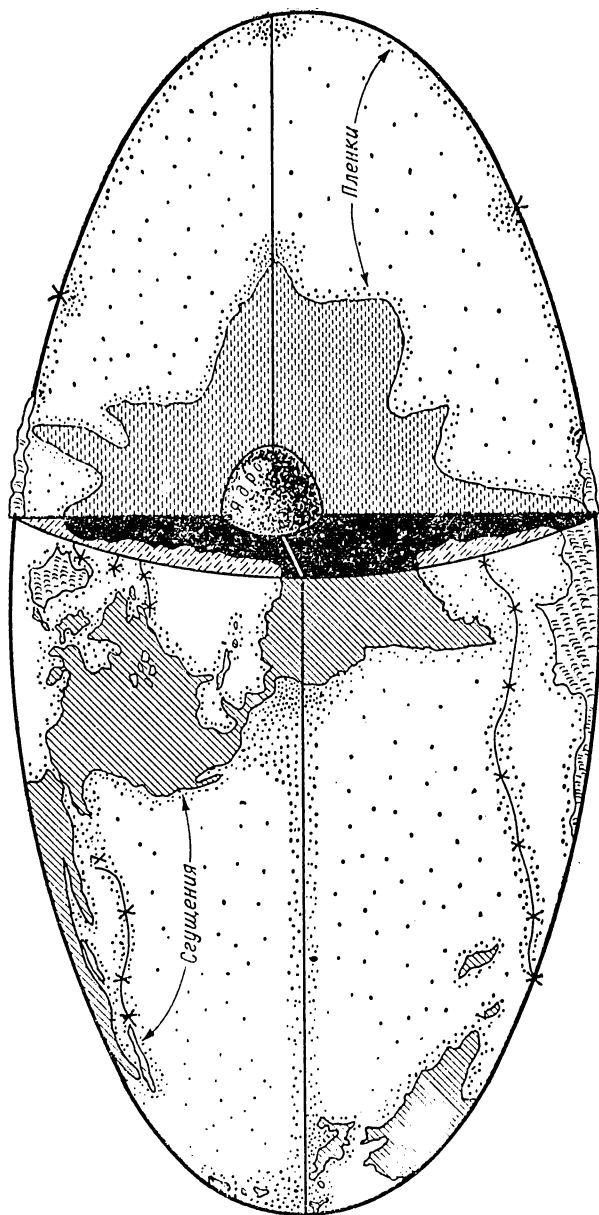


Рис. 2. Океан В. И. Вернадского. Кроме придонной и поверхностной пленки можно выделить сгущения жизни на жидких границах.

на, а в морской химии сосредоточились на констатации распределения элементов — проблеме, без сомнения, важной, но, по замечанию Р. Хорна [1972], относительно второстепенной. Между тем концепция Вернадского заслуживала внимания уже хотя бы потому, что она наметила единый подход для объяснения основных общих закономерностей распределения жизни как в океане, так и на земном шаре вообще.

Другая важная схема биологической структуры океана была разработана Л. А. Зенкевичем в 1948 г., т. е. до того, как широко развернулись послевоенные биологические исследования океана в СССР и за рубежом. Как мы видим, попытки в массе частных случаев выявить большой лик океана опережали накопление фактического материала.

Л. А. Зенкевич наметил «как бы три плоскости симметрии в явлениях биотической и абиотической среды»: экваториальную и две меридиональные (проходящие через «середины»: одна — океанов, другая — материков), относительно которых наблюдаются различия и сходство (асимметрия и симметрия) в распределении массовых биологических явлений. Симметрично плоскости экватора чередуются следующие зоны специфического температурного режима и связанных с ним биологических особенностей: одна экваториальная, сравнительно богатая жизнью, две субтропическо-тропические с биологическим минимумом, две зоны умеренных широт с биологическим максимумом и две полярные с биологическим минимумом.

Меридиональная симметрия выражается в закономерном возрастании биомассы планктона (в 20—30 раз) и бентоса (почти в миллион раз) от середины океанов к шельфу и неритической зоне, а также в сходстве биологических явлений в разных океанах, по обе стороны от меридиональной плоскости, проходящей через «середины» материков. Иллюстрацией меридиональной симметрии в океане Зенкевича могут служить два средиземных моря на противоположных сторонах Атлантического океана, причем оба они содержат самые мощные на Земле сероводородные зоны (Черное море и впадина Кариакто).

Нарушения меридиональной симметрии (асимметрия) также закономерны и связаны с морфологией, с мощными течениями, гидрофронтами, подъемом вод (апвеллингами) у западных побережий материков.

Не ясное при Вернадском явление сгущения жизни в ряде районов океана, которое он условно называл «саргассовым», В. Г. Богоров и Л. А. Зенкевич объясняли особенностями вертикальной циркуляции вод: «Кривая количественного развития жизни полностью соответствует характеру вертикального перемешивания, то есть, иначе говоря, глубине захвата и выносу к поверхности богатых биогенными веществами глубинных слоев».

Биологическая концепция Зенкевича, в отличие от концепции Вернадского, не ограничивалась распределением жизни и ее активности в океане, но касалась также вопросов видового разнообразия, видообразования и частично структурно-функциональных характеристик экосистем. Популярное изложение этой концепции и ее дальнейшего развития советскими океанологами дано в интересной статье Н. Г. Виноградовой [1976].

Сопоставляя различные по характеру концепции структуры океана, легко увидеть, что они не исключают, а дополняют друг друга. Более полная в биологическом отношении схема Зенкевича является биогеографическим обобщением эмпирического материала, концепция Вернадского дает ключ к фундаментальному объяснению глобальных закономерностей распределения жизни, схематизированных Зенкевичем, связывая их с расположением внешних и внутренних границ в Мировом океане, а схемы Дефанта, Шулейкина и Зубова помогают вскрыть геофизическую сущность этих границ и наметить связь между общими закономерностями распределения жизни, с одной стороны, и геофизическими особенностями и гидрометеорологическими условиями — с другой.

Сравнивая океаны Вернадского и Зенкевича, обратим внимание на полярную асимметрию распределения суши и океана на земном шаре. В северном полушарии площадь суши в два раза больше, чем в южном, и гораздо больше площадь шельфа; соответственно площадь океана в южном полушарии больше, чем в северном. Поэтому в соответствии с концепцией Вернадского в северном полушарии можно ожидать значительно большего концентрирования жизни, чем в южном. И это действительно наблюдается (рис. 4, кривая 1). Но ведь это означает нарушение характерной для океана Зенкевича симметрии относительно экваториальной плоскости (кривая 2). Сравнение кривых на рис. 4 может обеску-

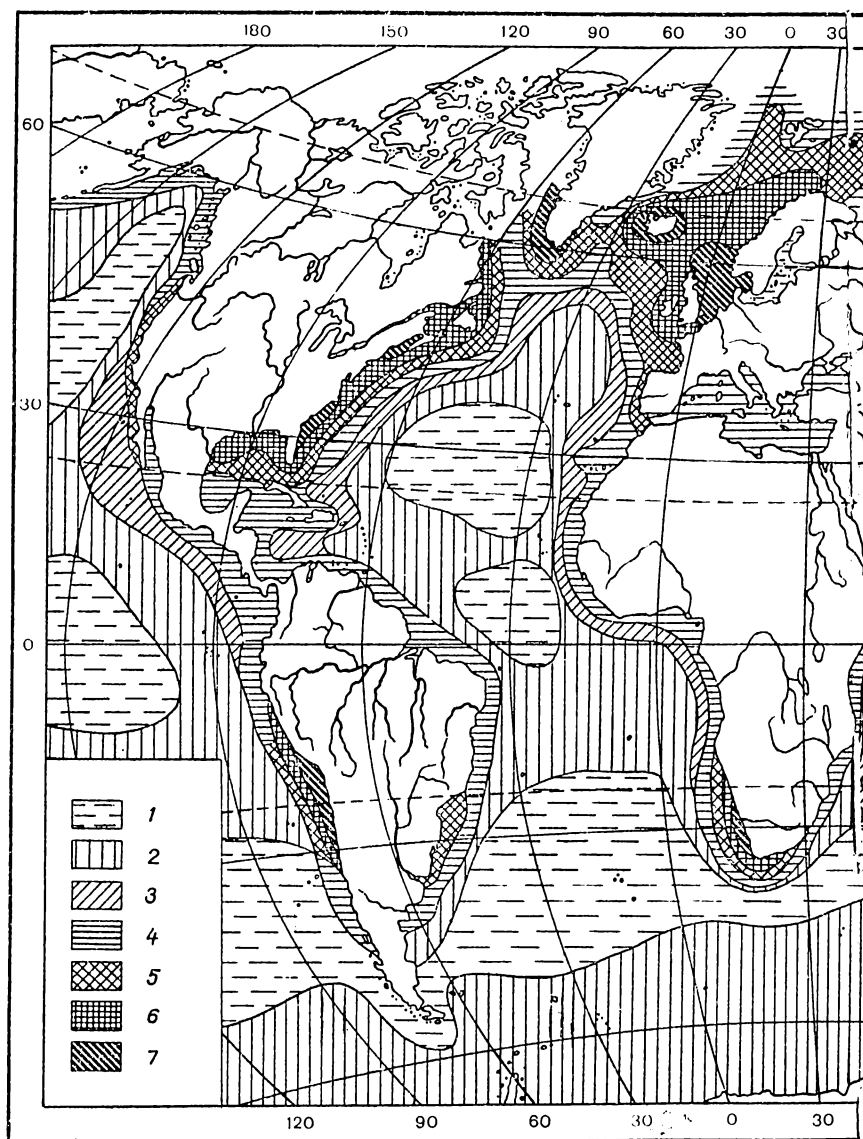
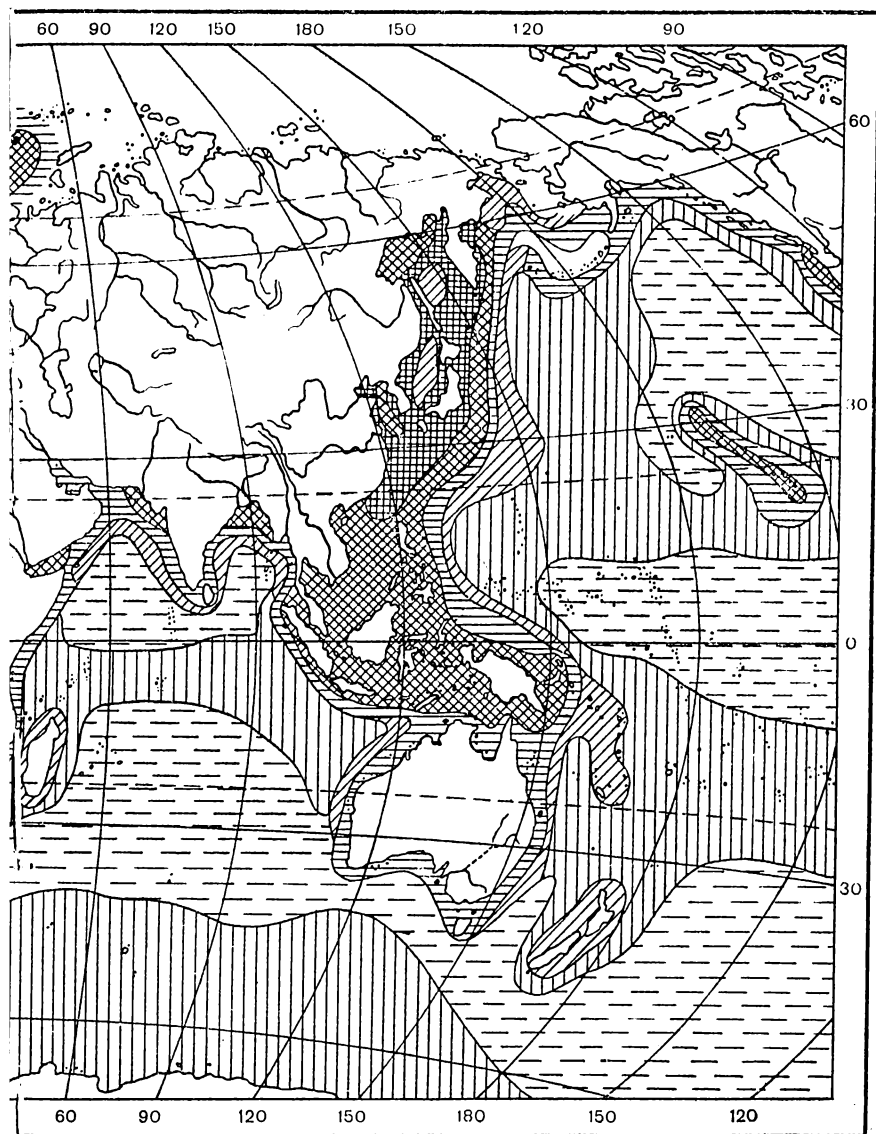


Рис. 3. Рыбопродуктивность Мирового океана
 1 — <10, 2 — >10, 3 — >100, 4 — >200,



(по П. А. Монсееву, 1969).

5 — >500 , 6 — >1000 , 7 — >3000 кг/см².

ражить: они показывают совершенно разный характер меридионального распределения жизни — резко асимметричное, соответствующее схеме Вернадского, и симметричное по схеме Зенкевича, но в то же время обе кривые соответствуют данным биологических наблюдений в океане. Кажущийся парадокс находит простое объяснение: в схеме Вернадского речь идет о средних значе-

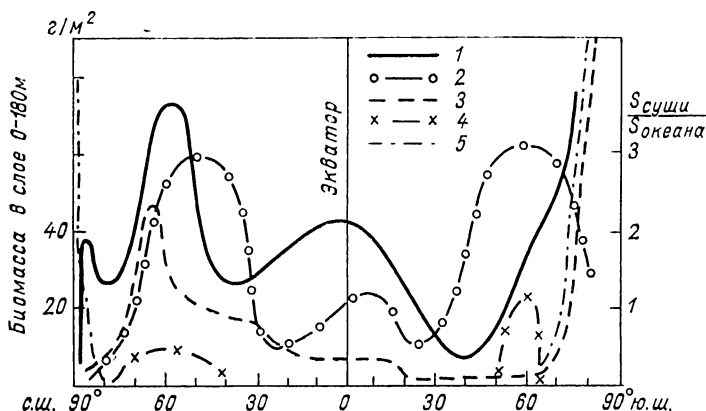


Рис. 4. Меридиональное распределение биомассы планктона. По схеме: 1 — В. И. Вернадского; 2 — Л. А. Зенкевича; меридиональное распределение: 3 — отношения площади поверхности суши к площади поверхности океана в каждом 10-градусном поясе, 4 — гидрофронтов; 5 — льда.

ниях концентрации в каждом широтном поясе на единицу площади поверхности, а в схеме Зенкевича — об общей биомассе в каждом широтном поясе. Если перейти к одним и тем же единицам (умножить на площадь океана в поясе в схеме Вернадского или разделить на эту площадь в схеме Зенкевича), то обе схемы окажутся почти одинаковыми.

Океаны Вернадского и Зубова на картах распределения первичной продукции (рис. 5), зоопланктона (рис. 6) и рыбопродуктивности (рис. 3), в отличие от обычных географических карт, отчетливо отмечены пограничными сгущениями жизни и биологической продуктивности — прежде всего в прибрежной полосе и на шельфе, а также в районах жидких границ: экватора и Главных фронтов (рис. 5, 6).

Локализация характерна для многих гидрофизических процессов, ответственных за формирование условий

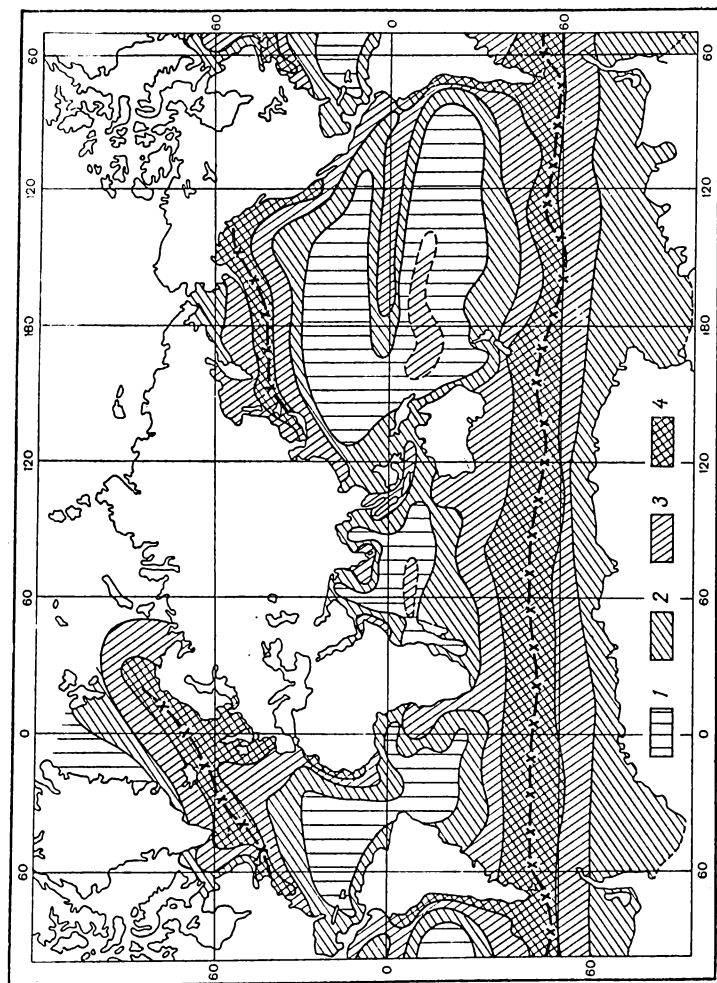


Рис. 5. Распределение годовой первичной продукции (по Ф. Гесснеру, 1969).
 На карту нанесен Главный океанический фронт
 1 — 50; 2 — 100 — 200; 3 — 200 — 300; 4 — 300 — 400 мг С_{орг} (л.год).

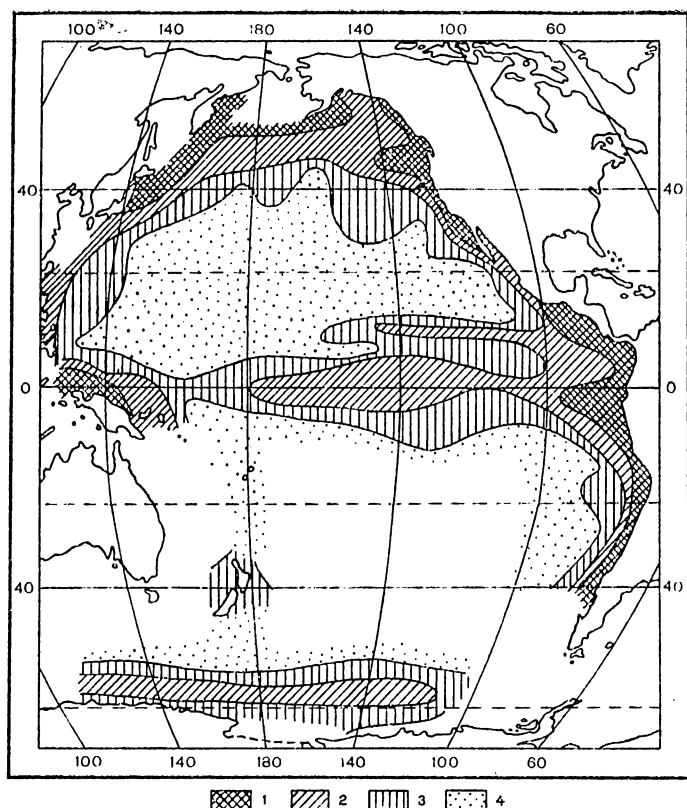


Рис. 6. Распределение зоопланктона в активном слое (верхние 100 м) Тихого океана (по В. Г. Богорову, 1967).

1 — >200, 2 — 100—200, 3 — 50—100, 4 — <50 мг/м³.

океанической среды обитания организмов. Так, весьма локализованы явления апвеллингов, интенсивно питающих верхний фотический слой океана биогенными элементами, от которых зависит первичная продукция в океане, а значит, и продукция на всех последующих уровнях пищевой цепи. Локализовано и питание кислородом основной массы океана на глубинах более 1000 м. Оно осуществляется (путем погружения и адвекции богатых кислородом полярных вод) всего лишь из трех районов — арктического, субарктического в Атлантике и антарктического, площадь которых в сумме, по подсчетам

В. Н. Иваненкова, составляет менее 10% площади Мирового океана. Соотношение объемов вод, питающих кислородом и питаемых им районов океана, еще более контрастно.

Однако наиболее характерна отмеченная Вернадским биогеохимическая локализация в пограничных слоях и зонах. Современные исследования позволяют нанести на карту океана Вернадского, например, такие данные. Верхний пограничный слой, занимающий 2% объема океана, снабжает органическим веществом остальные 98% его объема, причем, согласно расчетам Б. А. Скопинцева [1975], около 80% органического вещества потребляется организмами и окисляется в этом же пограничном слое и около 90% — в верхнем 200-метровом слое. Бескислородные (анаэробные) зоны океана, даже такие мощные, как тысячеметровая толща Черного моря или впадины Кариако, заполняются сероводородом, который производит придонная бактериальная пленка толщиной, составляющей всего тысячные доли процента толщины «заражаемого» сероводородом столба воды. Прибрежные зоны и шельф, т. е. 7,6% площади Мирового океана, дают основную часть улова рыбы, и они же теперь основной поставщик загрязнений всего Мирового океана.

Много новых результатов принесли экспериментальные исследования всегда вызывавших интерес макроскопических границ разделов океан — атмосфера, океан — литосфера, гидрофронты, вода — лед и др. И на микроскопических границах — термохалинной, образующих пузырьками газа, взвешенными частицами, одноклеточными и многоклеточными организмами, — также исследованы и обнаружены новые физические, химические и биологические эффекты.

Разнообразны попытки и соответствующих теоретических и концептуальных обобщений. Отметим здесь лишь некоторые из обобщений, фактически являющиеся продолжением работы над идеями Вернадского о структуре океана.

В формулировках Вернадского обращает на себя внимание то, что он избегает терминов «граница раздела», «поверхность раздела», «пограничный слой», «придонный слой», используя вместо них «пленки», просто «поверхности». И не случайно. Обладая ярко выраженным системным складом мышления, Вернадский допус-

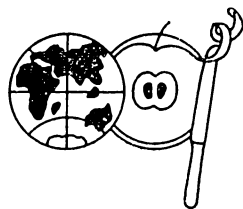
кал рассмотрение граничащих природных сред лишь в их взаимодействии, и для него границы раздела в большей мере были границами контакта. Так, он отмечал, например, что океан, даже мысленно отграниченный от атмосферы или дна, есть фикция. Исключение жесткой физической границы и вопросы динамического взаимодействия различных сред лежат в основе концепции контактных зон моря, разрабатываемой не только в гидрометеорологии, но и в морской биологии [Виноградов, 1968, 1971], и в литодинамике океана [Лонгинов, 1977]. В спорных и не вполне понятных авторами этой книги теоретических построениях А. И. Вейника [1973] контактными парам отводится едва ли не главенствующая роль в природе вообще.

В русле концепции Вернадского и концепции контактных зон лежат схемы квазиконцентрической циркумгранничной структуры океана, согласно которым основная, внутренняя, масса его вод представляет собой инертную область, сравнительно бедную жизнью, а вспышки активности в них имеют место лишь на внутренних жидких и твердых границах раздела [Айзатуллин и др., 1976; Добровольский, Лебедев, 1977]. Внутренняя масса окружена активными пограничными слоями (или иерархией пограничных слоев разного масштаба вплоть до мономолекулярного), которые непосредственно участвуют во взаимодействии с окружающей средой. Между этими контрастными областями пролегает переходный слой. Как ни отвлеченны от богатой многообразными оттенками реальности такая схематизация и соответствующие ей модели, они все же позволяют не только представить общую картину в целом, но и делать определенные практические выводы, в том числе о процессах самоочищения океана от загрязнения.

Мыслям Вернадского о биогеохимической активности пленок различного масштаба и о сгущении свойств в них созвучны представления об уникальных свойствах поверхностей раздела и объектов самого разного масштаба — от мельчайших частиц вещества и взвешенных в земном океане органо-минеральных частиц и живых клеток до взвешенного в океане вселенной космического тела — планеты Земля [Айзатуллин, 1966; Гробстайн, 1968; Лебедев и др., 1974]. Об этих активных поверхностях, о сгущении свойств в них и пойдет далее речь.



Необычные свойства активных поверхностей



Все то новое, что в последние годы удалось узнать о поверхности моря, поражало прежде всего своим запоздалым открытием. Объяснить это незнанием того, что все существенные преобразования в природе происходят у поверхности раздела тел, никак нельзя.

Ю. П. Зайцев

На всех уровнях организации биомассы

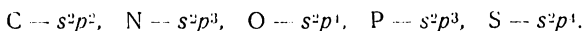
Основными последовательными уровнями организации жизни являются экосистемы, организмы и клетки. Однако уровни, на которых современная наука изучает жизнь, представлены не только более подробно, но и более широко. Атомы, молекулы, биополимеры, клеточные органеллы, клетки, организмы, популяции, сообщества, экосистемы и биогеоценозы, наконец, биосфера — такова грандиозная пирамида последовательных уровней организации биомассы, на которых исследуется живое вещество. «Каждому уровню организации биомассы, — отмечает К. Гробстайн [1968], — присущи свои характерные способы взаимодействия между специфичными для данного уровня единицами. На каждом последующем уровне эти единицы увеличиваются в размере и усложняются, и во взаимодействиях между ними все большее значение приобретают их поверхность и периферические структуры».

Эти поверхности и периферические структуры, которые мы тоже условно обозначим единым термином «активные поверхности», важны для характеристики самих «единиц». Однако с точки зрения организации биомассы наиболее интересна исключительная роль активных поверхностей в формировании единиц каждого последую-

щего уровня путем взаимодействия единиц предыдущего уровня.

Начнем с низшего уровня. Свойства атомов (химических элементов), вообще говоря, предопределены составом ядра — количеством образующих его протонов и нейтронов. Это позволило Менделееву построить его знаменитую Периодическую систему, а с ее помощью рассчитать для еще не открытых элементов не только физические, но и химические свойства, хотя последние зависят от электронной структуры атомов, о которой во времена Менделеева ничего не было известно. Именно эти «периферические структуры» атомов и более того, именно их внешняя электронная оболочка, почти всецело определяют химические свойства элементов, их активность и способность вступать во взаимодействие друг с другом, образуя невероятно многообразную комбинацию единиц следующего уровня организации — молекул.

Несмотря на то что в жизни организмов значение имеют почти все элементы Периодической системы Менделеева, важнейшими признаются всего 17 из верхней части таблицы Менделеева, и лишь 6 из них, химики их называют органогенами, а геохимики — биофилами, играют основную роль в конструировании органического вещества биомассы и в работе биологических машин. Это вездесущий водород, имеющий всего одну электронную оболочку с единственным электроном, и 5 соседей по таблице Менделеева — углерод, кислород, азот, фосфор и сера. Почему именно они — определяется пограничным слоем атомов: числом электронных оболочек и конфигурацией последней из них. Конфигурация внешней электронной оболочки, этой исключительно активной поверхности, имеет следующий вид:



Верхний индекс указывает число электронов во внешних s - и p -оболочках, определяющее валентность, т. е. способность соединяться с тем или иным числом других атомов.

Плотность электронного облака резко падает с удалением от ядра, а форма его в зависимости от характера движения электрона может быть сферической (s -электроны), гантелеобразной (p -электроны) или более сложной. В результате перекрытия электронных облаков об-

разуется химическая связь атомов в молекулах, при этом граничная поверхность облака или охватывает оба облака, или распадается на части.

Радиус действия межатомных сил, приводящих к образованию химических связей и молекул, имеет порядок 10^{-7} — 10^{-8} см.

Способность атомов углерода соединяться с другими органогенными элементами и образовывать между собой связи (огромное множество в некоторых молекулах) играет решающую роль в формировании биомассы.

Минуя сравнительно простые молекулы, обратимся сразу к гигантам, макромолекулам (биополимерам), число атомов в которых составляет сотни тысяч и миллионы. Свойства одного из важнейших представителей биополимеров — белка — зависят от числа этих атомов, последовательности расположения аминокислот в длинной цепи биополимера (первичная структура белка), скручивания этой цепи в спираль (вторичная структура) и сматывания спирали в глобулу — клубок, иногда довольно правильной сферической или эллипсоидальной формы (третья структура). Но поскольку большинство звеньев гигантской химической цепи оказывается внутри глобулы, характер взаимодействия белковой молекулы с другими молекулами, распределение электрических зарядов, ферментативные и другие ее важные для жизни свойства зависят в основном от взаиморасположения химических групп атомов на поверхности биополимера. Масштаб систем и взаимодействий на уровне макромолекул характеризуется величинами порядка 10^{-5} — 10^{-7} см.

Кроме полимеров, в пропасти, отделяющей молекулы от других ступеней пирамиды — клеточных органелл и клеток, содержится еще одна исключительно важная для жизни единица, переходная между растворенным и нерастворенным состояниями вещества, — коллоиды (10^{-5} — 10^{-7} см). Их свойства и само существование всецело определяются составом и строением пограничного слоя. Поэтому обычно не интересуются самим ядром этих частиц, хотя оно и составляет подавляющую часть их объема и массы. Поверхность коллоидных частиц, содержащая ионы с зарядом преимущественно одного знака, окружена атмосферой ионов противоположного знака, которую в свою очередь окружает слой противоположно заряженных ионов. Одноименные заряды внешнего слоя создают электростатический барьер, не позволяющий

двум частицам сблизиться и слипнуть (коагуляция). Этим обеспечивается устойчивость коллоидных частиц.

На следующих двух уровнях (масштабы порядка 10^{-3} — 10^{-5} см) — клеточных органелл и клеток (последние, если они свободны, часто называют биокolloидами) — основой биологических структур и поверхностей раздела являются белковолипидные мембраны. Структура молекул липидов, входящих в состав вещества мембран, по замечанию Л. А. Николаева [1973], «как будто специально приспособлена для создания макрорегетерогенных структур и поверхностей раздела».

Молекулы липидов содержат длинные углеводородные цепочки (хвосты), обладающие гидрофобными свойствами, и гидрофильные полярные группы типа ОН, H_2PO_3 , NH_2 . В воде гидрофобные хвосты обращены друг к другу и образуют нерастворимый скелет мембраны, а гидрофильные группы располагаются на границе раздела и обуславливают тесное взаимодействие мембраны с водной средой. «Так сочетание гидрофобных и гидрофильных, т. е. по существу противоположных свойств, — отмечает Л. А. Николаев, — делает мембрану ценным и универсальным материалом природы». Мембраны создают внешнюю и внутренние (у органелл) поверхности раздела клеток, через них осуществляется обмен веществ, локализация химических процессов в клетках, напоминающая локализацию процессов в океане (рис. 7).

При неблагоприятных условиях среды клетка выстраивает дополнительную защитную поверхность — капсулу, материалом для которой в основном служит другая группа биополимеров — полисахариды. Вот эту границу действительно можно назвать границей раздела. Затаившаяся за ней клетка бактерии в течение тысячелетий уберегает себя от неблагоприятных условий — космоса, глубин океана, многолетней мерзлоты.

Поверхностные свойства клеток имеют существенное значение при их взаимодействии друг с другом: при обмене веществ — организменном и экологическом метаболизме. Даже простое соприкосновение клеток — важнейший по своим последствиям акт — часто служит командой замедлить или даже прекратить деление (размножение). Нарушения этой команды вызывают патологию функционирования популяции. Бактерии, приобретшие полезное для выживания свойство, передают его простым соприкосновением поверхностей другим бакте-

риям, не обладающим таким свойством. Это один из загадочных путей распространения устойчивости бактерий к пенициллину и другим антибиотикам.

От поверхностных свойств клеток зависит организация биомассы на следующих уровнях — их интеграция

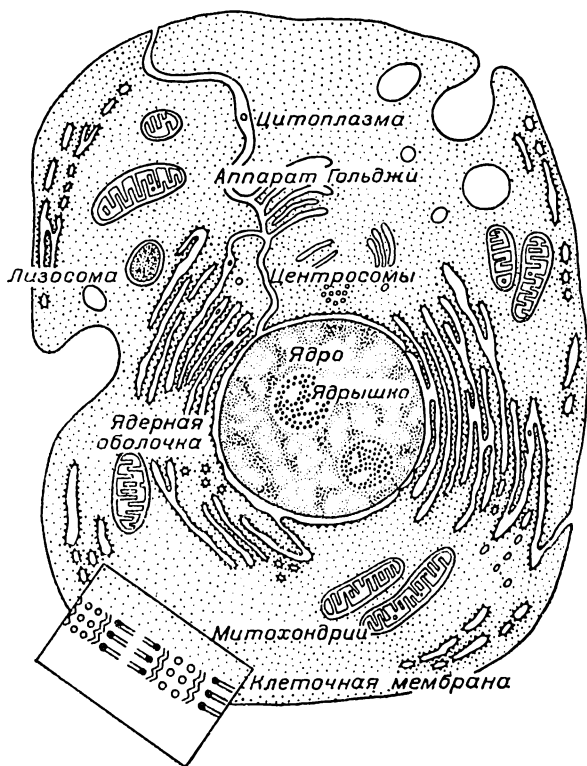


Рис. 7. Схема строения клетки.

на уровне организма или популяции одноклеточных организмов. Механизм, определенным образом связывающий огромное число отдельных клеток в клеточные ткани организмов, пока не ясен, но роль поверхностных клеточных структур в этом несомненно велика. Известны водные организмы, которые на разных стадиях развития существуют то как многоклеточный организм, то как популяция не связанных жестко клеток.

На всех этих уровнях организации биомассы морфологическая определенность позволяет легко увидеть граничные поверхности, хотя характер поверхностей и взаимодействий, их масштабы качественно изменяются на каждом уровне и составляют предмет исследования разных научных дисциплин.

В случае экологических систем морфологическая определенность, как правило, отсутствует, качественно новыми являются граничные поверхности как биотоп (место обитания) и стратегия регулирования общей поверхности популяциями. Первое, концентрирование жизни в пограничных слоях океана, отмечалось выше. Из примеров второго рода приведем стратегию регулирования общей поверхности бактериальной колонией активного ила, перерабатывающей загрязнение.

По наблюдениям Ю. Г. Симакова [1976], в водах, чрезмерно загрязненных органическими веществами, колонии приобретают шаровидную форму, характеризующуюся, как известно, минимальной площадью поверхности. При этом окисление органических веществ замедляется. Но если в воду добавить разрушенные клетки хищников — инфузорий, через 7 часов колонии бактерий приобретут древовидную форму, а следовательно, и большую площадь поверхности, начнется интенсивное бактериальное окисление органических загрязнителей. Симаков считает, что на такое поведение бактериальных колоний влияют «вещества страха». Таким образом, стратегия поверхности популяции связана с экологической обстановкой. От величины удельной поверхности популяции макроорганизмов зависит скорость трансформации ими веществ и обмен метаболитами, играющий огромную роль в экологических системах [Хайлов, 1971].

Перейдем к наиболее крупной из известных единиц — биомассе планеты Земля. Она целиком сосредоточена в пограничном слое Земля — космос. Наружная (верхняя) граница этого слоя, биосферы, проходит в атмосфере на высоте 20—30 км, где располагается озоновый слой. Хотя содержание озона невелико и соответствует слою газа всего 3 мм при нормальном атмосферном давлении, его достаточно, чтобы задержать основную часть жесткого солнечного ультрафиолетового излучения, губительного при больших дозах для всего живого. Ученые высказывают опасение, что этот озоновый экран из-за загрязнений атмосферы, приводящих к химическим реак-

циям озона, может стать тоньше или вообще прорваться. Видимо, такое возможно: есть данные о том, что слой озона был разрушен 700 000 лет назад, однако биологический эффект этого события не исследован (Science Digest, 1976, 79, № 5, p. 18).

Внутренняя (нижняя) граница биосферы проходит в океане по дну глубочайших впадин (Марианская — 11 км), а на суше она определяется тепловым потоком из недр Земли. В скважинах на глубине 6 км отмечена температура примерно 200°C, а на глубине 20 км, по расчетам, она должна достигать 600°C.

Таким образом, биосфера представляет собой довольно узкий пограничный слой между двумя губительными потоками, толщина его около 40 км, или 0,5% радиуса Земли (6400 км). Причем основная биомасса сосредоточена в самом поверхностном (биологически активном) слое толщиной всего около 100 м, или 0,001% радиуса Земли. Если сравнить Землю с яблоком, то биосфера — это кожица на его поверхности (0,1 мм), а биологически активный слой — тончайшая пленка (30 мкм), которую можно различить лишь с помощью микроскопа.

На всех уровнях исследования биомассы (рис. 8) отчетливо прослеживается огромная роль активных поверхностей, где осуществляется взаимодействие каждой из систем с окружающей средой. В свете этого концентрирование жизни в пограничных слоях океана представляется вполне закономерным явлением. Хотя в этой иерархии на каждом последующем уровне осуществляются и важны практически все процессы, свойственные предыдущим уровням, все же каждый из них имеет свой специфичный характер и масштаб взаимодействий. Рост масштаба взаимодействий с повышением уровня обеспечивается изменением механизмов передачи «сигнала» и переноса вещества. Движение электронов, перенос атомов, ионов и молекул — на химическом уровне. Молекулярная диффузия (10^{-6} см²/с), перенос ДНК, движение протоплазмы и перенос в аппарате Гольджи — в клетках. Перенос гормонов, перенос кислорода гемоглобином в потоке крови, перенос капель жира в организме, движение воды под действием поверхностных сил по капиллярам в растениях — на первых биологических уровнях органелл, клеток, организмов. Турбулентная диффузия ($0,1—10^2$ см²/с) и мощные потоки в атмосфере, океане (течения) и на суше (реки) — на уровне экологических сис-

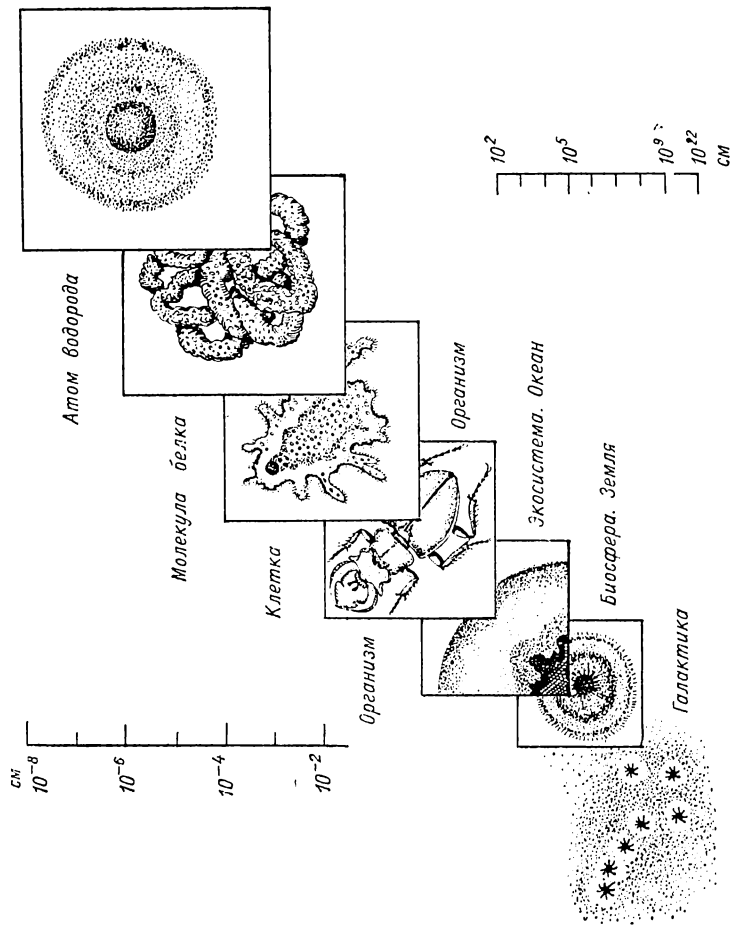


Рис. 8. Иерархия уровней, на которых исследуется биомасса. На каждом из них огромную роль играют периферические структуры.

тем, биогеоценозов и биосферы. Соответственно изменяются масштабы граничных поверхностей и пограничных слоев.

Однако явления, связанные с крайними уровнями — химическим и географическим, т. е. с особенностями атомно-молекулярных и глобальных граничных поверхностей, не принято относить к поверхностным явлениям. Этим термином обозначают только физико-химические явления, связанные с поверхностями раздела фаз, преимущественно в косных системах, с характерным масштабом, соответствующим молекулярной диффузии (шарообразность капель, коалесценция — их слияние, коагуляция — агрегирование частиц, смачивание, капиллярность, формообразование кристаллов, когезия — сцепление, адгезия — прилипание, диспергирование, адсорбция и т. п.). Хотя и в этом случае поверхность раздела является не геометрической поверхностью, не имеющей толщины, а определенной протяженности структуры поверхностным слоем между соприкасающимися фазами, его толщиной очень часто можно и принято пренебрегать. Привыкнув к этому, многие, особенно химики, и океанические поверхности раздела считают геометрическими (не имеющими толщины) поверхностями, пленки Вернадского принимают за пленки, толщина которых соответствует молекулярно-диффузионным масштабам переноса. То же происходит и с пограничными слоями, и естественно, что недоразумением представляется вести речь о концентрировании жизни в них. Между тем в океане толщина пограничного слоя может достигать $10—10^2$ м. Это недоразумение, а также изменение характера пограничных эффектов с изменением масштаба системы — вот основные причины того, почему с таким трудом воспринимали концепцию Вернадского и последующие разработки, лежащие в ее русле, несмотря на то что всем без исключения хорошо известны пограничные эффекты в косных системах и нет такого человека, который не пользовался бы ими.

Пограничные эффекты в косных системах

На том же химическом основании (атомы, молекулы, полимеры, коллоиды), на котором возводилась пирамида организации биомассы, легко построить пирамиду организации косных систем, закончив ее также географическим уровнем или расширив до пределов Вселенной.

Пограничные слои твердых и жидких объектов любого масштаба, от капли до океана и от взвешенной в воде частицы детрита¹ до космического тела, обладают особыми свойствами и особым состоянием, связанными с двумя группами причин. Во-первых, пограничные слои служат местом, где встречаются и взаимодействуют вещества среды и тела, трансформируются потоки вещества и энергии. Во-вторых, пограничные слои — место, где возникает избыточная (по сравнению с внутренней областью тела) поверхностная энергия разной природы и формы. Примером может служить избыточная энергия молекул, проявляющаяся в поверхностном натяжении, и избыточная потенциальная энергия, заключенная в рельефе поверхности океана и материков и связанная с отклонением этого рельефа от поверхности равного потенциала силы тяжести (геопотенциала).

Наиболее впечатляющи на фоне инертности внутренней массы пограничные эффекты в твердых телах. Заметим сразу, что граничная поверхность вода — твердое вещество, особенно вода — измельченное твердое вещество, составляет самую большую по суммарной площади поверхность раздела фаз в океане (коллоиды не являются отдельной фазой). Второе место по площади занимает граница вода — живое вещество. На 1 м² граничной поверхности вода — дно (и соответственно на 1 м² вода — атмосфера) приходится около 1000 м² рассеянной в толще воды граничной поверхности вода — детрит, около 100 м² поверхности вода — бактерии и около 10 м² поверхности вода — оливково-зеленые клетки.

Молекулярное состояние вещества у поверхности и в глубине однородного твердого тела можно сравнить с состоянием войны и мира, полосой фронта и тыловой зоной. У поверхности идет бой за существование структуры вещества, происходят химические реакции, создаются и разрушаются молекулы, рвутся и возникают взаимные связи, рассеянными в микропространстве «вспышками» выделяется и поглощается энергия. Особые свойства и особое значение граничной поверхности иногда проявляются в поразительно яркой форме, стоит лишь увеличить ее площадь. Так, если общую площадь поверх-

¹ detritus -- истертый (лат.), органо-минеральные агрегаты преимущественно биогенного происхождения, фрагменты тел отмерших организмов.

ности увеличить за счет тонкого измельчения вещества, то упомянутые вспышки выделения энергии, соединившись, могут вызвать самопроизвольное (без участия искры или удара) воспламенение или даже взрыв самого обычного вещества в атмосфере обыкновенного воздуха.

Даже мучная пыль в воздухе способна к самовозгоранию, а сахарная и угольная пыль — к самопроизвольному взрыву, между тем обычным образом, с помощью спички, поджечь щепотку сахара или муки вряд ли кому удастся — вещество потемнеет (обуглится), но не загорится.

Воспламенение и взрыв при увеличении общей поверхности измельченного тела — крайнее проявление активности поверхностей. Чаще мы встречаемся с более умеренными эффектами активных поверхностей — с повышением растворимости и реакционной способности. Обыденный пример этого — использование лекарств в виде порошков и эмульсий.

Существенно, что реакционная способность вещества в процессе измельчения возрастает в гораздо большей мере, чем увеличивается его граничная поверхность, так как при этом одновременно изменяются свойства поверхностного слоя вещества, образуются в нем активные центры, разупорядочивается структура и возникает возбужденное состояние, которое иногда сравнивают с плазменным. Наведенная при измельчении дополнительная активность уменьшается с прекращением механического воздействия, но степень измельчения сохраняет свое значение. Так, в фотографии от измельченности частиц галогенидов серебра в эмульсии зависит светочувствительность материалов.

Особенно активны свежееобразованные (ювенильные) поверхности. С их помощью удастся при обычных, например комнатных, условиях осуществлять процессы полимеризации, вовлекать в реакции всегда инертный молекулярный азот и даже благородные (инертные) газы — аргон, ксенон и др. [Ходаков, 1972].

Термодинамически наиболее вероятны в телах такие процессы, которые при данных условиях приводят к минимуму свободной энергии. Это та часть внутренней энергии тела, которая может быть отдана им в форме работы, она называется еще недеградированной внутренней энергией. Минимум свободной энергии достигается в результате упорядоченного взаимного расположе-

ния молекул, атомов, ионов, и, если тому не мешают температурные и механические возмущения, образования симметричной и уравновешенной кристаллической структуры. Ближний порядок взаимного расположения молекул осуществляется даже в жидкостях, дальний — в твердых телах, к которым, по строгому определению, относятся только тела кристаллические (аморфные тела — застывшие жидкости).

С переходом от внутренней к пограничной области тела возрастает вероятность нарушения кристаллической структуры при различного рода воздействиях среды, и прежде всего при механических воздействиях. При этом возникает аморфизированный активный поверхностный слой, в котором блоки кристаллической структуры окружены свободно расположенными и перемещающимися частицами вещества.

Аморфизированный слой и аморфное состояние можно образно сравнить с бароклинным состоянием верхнего слоя океана или с почвенным покровом Земли, а кристаллическое — с изостатически уравновешенными глубинными слоями океана и Земли.

Аморфизированный слой неоднороден, с приближением к поверхности его активность повышается. Согласно Г. С. Ходакову [1972], тонкоизмельченный кварц имеет аморфизированный поверхностный слой толщиной 0,03—0,1 мкм; растворимость такого кварца достигает при комнатной температуре 120—140 мг/л. Если же удалить аморфизированный слой, то растворимость становится обычной, 1 мг/л.

В лабораториях, на производстве и в природе применяется один и тот же способ понуждения твердых веществ к реакциям: увеличение их поверхности при измельчении. «В большинстве случаев, — отмечает Г. С. Ходаков, — практическое использование твердых материалов в гетерогенных и твердофазных реакциях без их предварительного измельчения вообще невозможно». Мировое производство порошкообразных материалов составляет миллиард тонн в год, и на это расходуется около 10% всей вырабатываемой человечеством электроэнергии. Несколько миллионов тонн высококачественной стали потребляется на изготовление размалывающих и дробящих механизмов.

Реакции, происходящие на поверхности твердых тел, подвергающихся механическим воздействиям, уникаль-

ны. Здесь на каждом шагу неожиданность и загадка. Эти реакции изучает механохимия — научная дисциплина, получившая свое название в 1952 г., но как область человеческой деятельности почти столь же древняя, как и сам человек.

Самым крупным механохимическим предприятием на земном шаре является волноприбойная зона Мирового океана вдоль всей его береговой линии. Однако это необычное предприятие остается белым пятном в наших знаниях. Первые же попытки имитировать это предприятие в лабораторных условиях привели к поразительным результатам. Например, сотрудники Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, измельчая в мельницах глинистые минералы в водной среде, обнаружили образование пленок, напоминающих нефтяные [Молчанов, Шугурова, 1966]. Действительно, это оказались углеводороды. Углерод для их синтеза, как полагают, появлялся из чугуна — материала мельниц, водород — в результате разложения воды, а синтез осуществлялся благодаря каталитическому действию активных ювенильных поверхностей измельченных минералов. Можно ожидать, что механохимия океана раскроет многие тайны активных океанических поверхностей.

До сих пор мы говорили о повышении активности материала самого тела в его поверхностном слое. Однако не менее интересным, ярким и важным эффектом активных поверхностей является активизация адсорбированных на них посторонних веществ, сильное, в тысячи и десятки тысяч раз, ускорение их реакций — гетерогенный катализ. Д. И. Менделеев полагал, что молекулы (и даже атомы), поглощающиеся поверхностью твердых тел, деформируются и вследствие этого становятся более реакционноспособными. Природа гетерогенного катализа и роль адсорбированных форм выяснены еще далеко не полностью.

Если наш век часто называют веком пластмасс и нефтехимии, то решающее значение в этом имел гетерогенный катализ. Так, нефть до недавнего времени использовалась лишь как топливо, сжигалась. Начало применения ее для синтеза новых веществ с помощью гетерогенного катализа принято датировать 1783 годом, когда Пристли, пропуская через керамическую трубку для курения пары спирта, обнаружил, что они разлагаются на воду и этилен. Только через полтора столетия, в 1935 г.,

Гудри успешно реализовал в промышленном масштабе процесс крекинга нефти, применив в качестве гетерогенного катализатора глинистые минералы. Поскольку катализ осуществляется при одном лишь контакте веществ с активной поверхностью гетерогенных катализаторов, последние называют просто контактами. Таким образом, и химические и биогеографические пограничные эффекты породили одинаковые термины — «контакты» и «контактные зоны».

Поверхностное сгущение свойств

Пограничные эффекты давно уже породили и вопрос об общих путях математического описания термодинамических свойств систем, содержащих поверхности раздела. Для этого Дж. В. Гиббс ввел понятие *поверхностное сгущение свойств*.

Игнорируя границы раздела фаз, мы обычно задаем концентрацию какой-либо компоненты как число ее молей, производя суммирование по всем объемам различных фаз,

$$n_i = \sum_j V_j c_{ij}, \quad (1)$$

где j — индекс фазы, содержащей i -ю компоненту; V_j — объем каждой из фаз; c_{ij} — молярная концентрация i -й компоненты в j -й фазе.

Точно так же свободная энергия всей системы F рассчитывается суммированием по объемам фаз удельных (приходящихся на единицу объема) свободных энергий отдельных j -х фаз

$$F = \sum_j V_j F_j. \quad (2)$$

Согласно Гиббсу, для учета пограничных эффектов необходимо вести суммирование не только по объемам фаз, но и по всем площадям различных поверхностей их разделов s_k :

$$n_i = \sum_j V_j c_{ij} + \sum_k s_k n_{iks}, \quad (1')$$

$$F = \sum_j V_j F_j + F^{(s)}, \quad (2')$$

где $s_k n_{iks}$ и $F^{(s)}$ — соответственно поверхностные сгущения

ния i -й компоненты на k -й границе раздела и свободной энергии.

Точно так же можно рассматривать поверхностное сгущение любого другого свойства системы: энтропии $S^{(s)}$, полной энергии $U^{(s)}$, теплоемкости и т. д. Именно эти сгущения свойств, избытки энергии, энтропии, числа молей компонент — характеризуют отличие поверхностного слоя от объемных фаз. Поэтому удобно говорить не о всей энергии или энтропии поверхностного слоя, описываемых уравнениями вида (1') и (2'), а только о вторых слагаемых в этих уравнениях, описывающих избыток свойств (энергии, энтропии и т. д.) в объеме поверхностного слоя над их значениями в объеме внутри фаз. Для краткости эти избыточные свойства обозначают как поверхностные (например, свободная поверхностная энергия), помечая их верхним индексом s ,

$$F^{(s)} = \sum_k s_k F_{ks}. \quad (3)$$

Однако, поскольку эти поверхностные термодинамические функции $F^{(s)}$, $S^{(s)}$, $U^{(s)}$ и т. д. зависят от площади поверхности раздела s (индекс k далее для простоты опустим, т. е. будем говорить лишь об одной поверхности раздела), оказывается невозможным сравнивать между собой разные системы. Поэтому прибегают к удельным величинам, отнесенным к единице поверхности раздела s , отмечая их нижним индексом s в случае термодинамических функций и специальной буквой — для сгущения концентрации:

$$\begin{aligned} F^{(s)}/s &= F_s, \\ U^{(s)}/s &= U_s, \\ S^{(s)}/s &= S_s, \\ n_i^{(s)}/s &= \Gamma_i. \end{aligned} \quad (4)$$

Введенная Гиббсом величина Γ_i представляет собой, таким образом, удельное поверхностное сгущение концентрации — приходящихся на единицу площади поверхностного слоя избыток числа молей компоненты i в объеме поверхностного слоя над числом молей в таком же объеме внутри фазы. Эту величину называют абсолютной величиной гиббсовской адсорбции или просто адсорбцией компоненты i на данной поверхности.

Свободная поверхностная энергия $F^{(s)}$ при постоянных температуре и составе поверхностного слоя равна работе $A^{(s)}$, которую необходимо затратить на образование новой поверхности: $F^{(s)}=A^{(s)}$, или, если все относить к единице новой поверхности,

$$F_s = A_s \equiv \sigma. \quad (5)$$

Эту работу образования единицы новой поверхности называют межфазным поверхностным натяжением и обозначают буквой σ ; оно аналогично давлению в объемной фазе. Величину σ можно рассматривать как удельную свободную поверхностную энергию F_s и как силу, действующую на единицу длины контура поверхности раздела фаз. Значения σ обычно приводятся для границы с вакуумом, они равны: для воды 73, поваренной соли 150, кварца 980, для алмаза 11 400 эрг/см².

Полную поверхностную энергию можно определить из общего уравнения для внутренней энергии системы

$$U = F + TS, \quad (6)$$

где TS — тепловой эффект процесса, энтропия $S = -\partial F/\partial T$.

Применительно к образованию единицы новой поверхности из уравнения (6), учитывая (5), получим уравнение Гиббса — Гельмгольца

$$U_s = \sigma - T\partial\sigma/\partial T. \quad (7)$$

Так как поверхностное натяжение всегда уменьшается с ростом температуры ($\partial\sigma/\partial T < 0$), удельная поверхностная энергия всегда больше поверхностного натяжения. Так, для воды при 0°C (273 К) $\partial\sigma/\partial T \approx -0,152$ эрг/(см²·К) и U_s больше, чем σ , на величину $273 \cdot 0,152 = 46$ эрг/см², т. е. более чем в полтора раза.

В многокомпонентной системе полная удельная поверхностная энергия изменяется линейно с изменением адсорбции компонент

$$U_s = \sigma + TS_s + \sum_i \mu_i \Gamma_i, \quad (8)$$

где коэффициент пропорциональности μ_i — химический потенциал i -й компоненты; химический потенциал является частной производной термодинамических потенциа-

лов по массе i -й компоненты при постоянстве определенных условий, в том числе масс остальных компонент (обозначается индексом \hat{n}),

$$\mu_i = \left(\frac{\partial U}{\partial n_i} \right)_{V, \hat{S}, \hat{n} = \text{const}} = \left(\frac{\partial F}{\partial n_i} \right)_{V, T, \hat{n} = \text{const}} = \dots$$

Из уравнения (8) для постоянной температуры и условий равновесия можно получить так называемое адсорбционное уравнение Гиббса

$$-d\sigma = \sum_i \Gamma_i d\mu_i. \quad (9)$$

Опуская для упрощения нижние индексы (что соответствует одному адсорбирующемуся веществу) и учитывая, что $d\mu = RT d \ln \gamma c$, где R — газовая постоянная, получим адсорбционное уравнение Гиббса, в которое входит изменение поверхностного натяжения с изменением концентрации ($\partial\sigma/\partial c$),

$$\Gamma = - \frac{1}{RT} \frac{\partial \sigma}{\partial \ln \gamma c} = - \frac{\gamma c}{RT} \frac{\partial \sigma}{\partial c} = - \frac{c}{RT} \frac{\partial \sigma}{\partial c}, \quad (10)$$

где коэффициент пропорциональности γ — так называемый коэффициент активности данной компоненты.

Вещества, понижающие поверхностное натяжение, называются поверхностно-активными веществами, или коротко ПАВ, для них $\partial\sigma/\partial c < 0$ и $\Gamma > 0$ (положительная адсорбция). Предельное значение понижения поверхностного натяжения с возрастанием концентрации, т. е. величина $-(\partial\sigma/\partial c)_{c \rightarrow \infty}$ называется поверхностной активностью. Из уравнения (10) следует, что могут существовать вещества с отрицательной адсорбцией ($\Gamma < 0$), если они повышают поверхностное натяжение ($\partial\sigma/\partial c > 0$), т. е. поверхностно-инактивные вещества (ПИВ). Действительно, и ПАВ, и ПИВ есть, и они существуют в морской воде, влияя на формирование самых верхних пограничных слоев в океане.

Пограничные слои воды

Термодинамически вероятно самопроизвольное протекание только таких процессов, которые ведут к уменьшению свободной поверхностной энергии. В отличие от

твердых тел, у жидкостей это уменьшение $F^{(s)}$ может достигаться за счет самопроизвольного уменьшения площади поверхности раздела при данном объеме жидкости — стягивания в шарообразную форму. Но из-за силы тяжести в земных условиях это достижимо только для малых объемов жидкости. Поэтому значительные объемы воды, в том числе океан, ведут себя в этом отношении как твердые тела — «пользуются» положительной и отрицательной адсорбцией.

ПАВ появляются на поверхности воды в результате адсорбции как из внешней среды, так и из объема жидкости. В аквариумах с природной водой всегда есть пленка, образованная органическими ПАВ — продуктами жизнедеятельности и разрушения организмов. Пленка состоит из жирных кислот, спиртов, аминов. Такого же происхождения пленка обычно покрывает и поверхность моря. Она гасит мелкие волны, создает штилевые пятна на покрытой рябью поверхности воды. Она очень важна для физики, химии и биологии морской поверхности, так как препятствует возникновению капиллярных волн, замедляет испарение воды и обмен газами, дает пищу простым организмам, поселяющимся на водной поверхности.

При адсорбции ПАВ их молекулы вначале располагаются на поверхности воды почти плашмя. С увеличением концентрации молекулы переориентируются, обращаясь полярными группами к воде, а неполярными — почти вертикально наружу (чащекол Ленгмюра).

Важно подчеркнуть, что адсорбция ПАВ направлена против градиента концентрации вещества и адсорбционный насос успешно противостоит диффузионным процессам, рассеивающим вещество. Этим он напоминает работу живых организмов, и не случайно на него обращают внимание во всех гипотезах происхождения жизни.

Примером номер один отрицательной адсорбции и ПИВ является, как ни странно, сама вода. Вследствие отрицательной адсорбции воды на своей собственной поверхности (автоадсорбция) ее поверхностная плотность оказывается меньше объемной плотности, причем, как это видно на рис. 9, температурное изменение плотности поверхностного слоя воды в корне отличается от того, что обычно наблюдается в объеме воды: с понижением температуры плотность моно- и бимолекулярных поверхностных слоев воды уменьшается, при 20°C она прибли-

зительно на 15% меньше плотности в объеме воды, а при 0°C примерно на 25%. Энтропия же в поверхностном слое толщиной в одну и две молекулы выше, чем в объеме. Толщина автоадсорбционного слоя составляет несколько (около десятка) слоев молекул воды при 20°C и при изменении температуры может меняться в несколько раз [Хабаров и др., 1976].

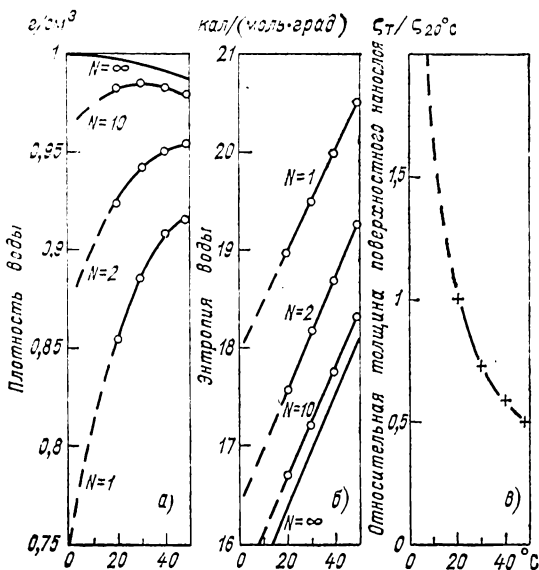


Рис. 9. Температурные зависимости физических характеристик воды (плотности, энтропии, толщины слоя) в поверхностном слое толщиной в N молекул на границе раздела чистой воды с инертной атмосферой (по данным В. Н. Хабарова и др., 1976).

Другими, обычными для морской воды ПИВ являются соли. Для ионов неорганических солей $\Gamma < 0$ и $\partial\sigma/\partial c > 0$, и они самопроизвольно выталкиваются с поверхности в объем. Это вместе с отрицательной автоадсорбцией должно еще больше уменьшать плотность тончайших поверхностных слоев воды. Однако значение отрицательной адсорбции ионов невелико.

Еще одной интересной особенностью мономолекулярного поверхностного слоя воды является, как полагает

Р. Хорн [1972], преимущественная ориентация молекул воды атомом кислорода наружу, в результате чего поверхность должна получить отрицательный заряд.

Пленка поверхностного натяжения, адсорбционный и автоадсорбционный слои составляют тончайший слой жидкости. В нем преобладают силы межмолекулярных взаимодействий, его толщина порядка 10^{-7} — 10^{-6} см. Этот слой входит в другой более крупный — ламинарный пограничный подслой, имеющий толщину около 10^{-1} см и обязанный своим происхождением тому, что перемешивание с приближением к границе раздела уменьшается от скоростей турбулентной диффузии до скорости молекулярной диффузии. Ламинарный пограничный подслой характеризуется очень высокими градиентами свойств — температуры и концентраций.

На открытой поверхности природных водоемов ламинарный пограничный подслой обычно совпадает или входит в холодную пограничную пленку, которая имеет толщину до 1 см. Эти слои в свою очередь входят в слой микроконвекции толщиной порядка 10 см.

Иерархия пограничных слоев в вертикальном направлении заканчивается пограничным слоем трения, слоем сезонных колебаний температуры, передающихся в глубину перемешиванием (иное название — деятельный слой океана), и слоем фотосинтеза — глубиной проникновения солнечного света, достаточного для фотосинтеза. Толщина всех этих слоев меняется от места к месту, но в среднем имеет порядок 10^4 см.

С приближением к поверхности имеет место логарифмический закон уменьшения вложенных один в другой слоев. Эта иерархия, аналогично пирамиде организации биомассы, связана с разным характером и масштабом взаимодействий, переноса и проникновения вещества и энергии.

При географическом взгляде на океан ультрамикрослои до последнего времени могли не вызывать особого интереса, однако последствия практической деятельности человека заставляют обращать на них все большее внимание. Одни из органических загрязнений, например нефтяное, образуют ультрамикрослои, влияющие на процессы обмена океан — атмосфера, другие сами проникают в океан со скоростью, зависящей от особенностей пограничных микрослоев.

Для сравнения толщины пограничных слоев в твер-

дых, жидких и газообразных средах можно воспользоваться тем обстоятельством, что в простейших моделях диффузии и температуропроводности расстояние h проникновения субстанции от границы раздела в глубь тела за одинаковое время прямо пропорционально корню квадратному из коэффициента диффузии D или температуропроводности κ :

$$h_D \sim \sqrt{D},$$

$$h_\kappa \sim \sqrt{\kappa}.$$

Таблица 1. Зависимость толщины пограничных слоев от коэффициентов диффузии и температуропроводности

Среда	Перенос, слой	$O(D)$ см ² /с	$O(\kappa)$ см ² /с	h_D/h_D^0	h_κ/h_κ^0
Песчанник	Молекулярная диффузия	10^{-11}	$9,1 \cdot 10^{-3}$	1	10^4
Вода	Ламинарный подслон	$2 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	10^3	10^4
	Вертикальное турбулентное перемешивание	10^1	10^1	10^6	10^6
	Значительное вертикальное турбулентное перемешивание	10^2	10^2	10^7	10^7
	Горизонтальное турбулентное перемешивание	10^7	10^7	10^9	10^9
	Значительное горизонтальное турбулентное перемешивание	10^8	10^8	10^{10}	10^{10}
Воздух	Ламинарный слой	$2 \cdot 10^{-1}$	10^{-1}	10^5	10^5
	Вертикальное турбулентное перемешивание	10^3	10^3	10^7	10^7
	Значительное вертикальное турбулентное перемешивание	10^5	10^5	10^8	10^8

Примечание. O означает порядок (order) величины, стоящей в скобках; h_D^0 — толщина минимального пограничного слоя (песчанник).

В табл. 1 даны значения этих коэффициентов и соответствующие им оценки относительной толщины пограничных слоев.

Модели и оригинал

Современные экспериментальные средства позволяют проводить очень тонкие измерения температуры и концентрации в пограничных слоях и их изменений с удале-

нием от поверхности раздела. Однако измерения скорости превращения веществ непосредственно в океане оказываются, как правило, невозможными.

Зная картину распределения концентрации субстанции (поле концентрации), можно оценить не только скорость ее превращения и перемещения, но и соответствующую удельную скорость, что гораздо важнее, так как это позволяет рассчитывать и прогнозировать такие состояния системы, которые отличаются от наблюдавшихся, например, гораздо большей концентрацией субстанции. Но для этого надо знать уравнение динамики процесса. Тогда, решая обратную задачу, по полю концентрации можно получить многие из интересующих величин.

Например, если в море, в котором можно пренебречь горизонтальными градиентами, измерено распределение радиоактивного изотопа, используются уравнения турбулентной диффузии этого радиоизотопа и солей:

$$\begin{aligned}\frac{\partial c_1}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial c_1}{\partial z} \right) - W_z \frac{\partial c_1}{\partial z} - k_1 c_1, \\ \frac{\partial S}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial S}{\partial z} \right) - W_z \frac{\partial S}{\partial z},\end{aligned}\quad (11)$$

где c_1 — концентрация радиоизотопа, k_1 — постоянная его распада, K_z — коэффициент вертикальной турбулентной диффузии, W_z — вертикальная составляющая скорости течения, S — соленость.

Зная постоянную распада k_1 и используя графики распределения c_1 и S , можно решить обратную задачу (11) — определить параметры K_z и W_z . Ошибка здесь связана с неустойчивостью решения обратной задачи (11) — сильным возрастанием ошибки расчета при небольшом увеличении ошибки наблюдения, в этом в основном повинны вторые производные. Избежать сильного влияния вторых производных на ошибку расчета можно, избавившись от них, т. е. используя интегральные алгоритмы [Беляев, 1973, 1973а, 1978].

Если одновременно известно поле концентрации вещества, подвергающегося превращению, например загрязнению c_2 , то, используя уже известные значения K_z и W_z и уравнение турбулентной диффузии для этого вещества

$$\frac{\partial c_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial c_2}{\partial z} \right) - W_z \frac{\partial c_2}{\partial z} - k_2 c_2, \quad (12)$$

можно также решить обратную задачу и получить значение удельной скорости его превращения (константу скорости) k_2 .

Однако, если вещество вообще не распадается, $k_2=0$, если существует его источник вне границы раздела (внутри вод) или если оно распадается совершенно по другому закону, все равно будет получено некоторое значение k_2 , которое сколь угодно сильно может отличаться от действительной удельной скорости превращения вещества.

Неединственность решения обратных задач сильно ограничивает возможности использования полей концентрации для расчетов и интерпретации. Поэтому большие надежды возлагаются на реальные (лабораторные) модели, имитирующие условия, которые наблюдаются в природе, — имитирующие оригинал. Но при этом возникают свои, часто непреодолимые трудности.

Если мы точно сохраним все геометрические пропорции в реальной модели по сравнению с оригиналом (данным морем, океаном), т. е. добьемся геометрического подобия, то этим мы никак не обеспечим подобия гидродинамических режимов и полей концентрации. Если же добьемся подобия полей концентрации в модели и оригинале, то нарушим геометрическое и гидродинамическое подобие.

Этот порочный круг легко увидеть даже на примере оседания взвешенного вещества, консервативного, т. е. не претерпевающего превращения (трансформации).

Гидродинамический критерий подобия Рейнольдса

$$Re = \frac{W_m l_m}{\nu_m} = \frac{W_o l_o}{\nu_o}, \quad (13)$$

где нижними индексами «м» и «о» отмечены соответственно модель и оригинал, W — скорость потока, l — линейный размер, ν — вязкость, требует увеличения скорости потока при уменьшении размера модели, чтобы не исказить в модели гидродинамический режим.

Однако, чтобы сохранить одинаковые условия оседания частицы в модели и оригинале, необходимо совпадение в них и значения критерия Фруда

$$Fr = \frac{W_m^2}{g_m l_m} = \frac{W_o^2}{g_o l_o}. \quad (14)$$

Но критерий Фруда, наоборот, требует уменьшения скорости потока в тех же условиях. Чтобы совместить критерии Re и Fr , не изменяя гравитационного ускорения g и сохраняя геометрическое подобие, мы должны использовать не воду, а другую жидкость, необходимую вязкость которой можно рассчитать по соотношению, получающемуся из сопоставления (13) и (14),

$$\nu' = \nu_M / \nu_0 = (l')^{3/2};$$

здесь штрихом отмечено соотношение величин в модели и оригинале.

Однако и при этом нам надо еще добиться подобия других явлений, с которыми связано оседание взвешенных частиц: флокуляции, коагуляции, плотностных потоков. Для подобия последних необходимо, чтобы выполнялось соотношение $\rho' = (l')^{-1}$. Следовательно, при уменьшении размера модели по сравнению с оригиналом надо во столько же раз увеличивать масштаб плотностного потока — концентрацию частиц.

Если же учесть, что взвесь разлагается, как это происходит с детритом в океане, то трудности неимоверно возрастут. Для трансформирующегося вещества необходимо выполнение еще и химического критерия подобия Дамкеллера

$$Da_l = \frac{rl}{Wc}, \quad (15)$$

который опять-таки, как легко увидеть из сравнения выражений (15) и (13), несовместим с критерием Рейнольдса. Чтобы добиться их совместности, надо подобрать скорость трансформации вещества r , не меняя значений концентрации вещества c , что возможно лишь, если вместо данного изучаемого вещества использовать совсем другое.

Получается, что чем точнее в реальной модели мы копируем природу, тем дальше уходим от правильного ответа. Это происходит из-за того, что нам только кажется, будто мы все в модели изменяем в одной и той же пропорции, в действительности же мы не меняем силу тяжести, коэффициент молекулярной диффузии, механизм перехода ламинарного течения в турбулентное и многое другое. Поэтому, чтобы изучить процессы в море с помощью лабораторной модели, мы вынуждены пользоваться

ся не водой, а маловязким раствором ПАВ, не ядохимикатом, который изучаем, а сахаром. Однако все эти усилия напрасны, так как мы не коснулись еще экологических критериев подобия,—ведь в океане трансформация веществ, в том числе загрязнений, идет в основном микробиологическим путем. Экологические же критерии подобия не установлены, и вопрос о них, по-видимому, никто никогда не ставил [Айзатуллин, Лебедев, 1977].

Поскольку в экосистеме процессы, и гидромеханические, и физические, и химические, и биологические, одновременны, видимо, обнаружится, что экосистемы не имеют себе подобных; следовательно, в лабораториях моделирование экосистем и трансформации веществ в них неосуществимо и пока во всяком случае является самообманом.

Выход из этой неприятной ситуации лежит через математическое моделирование, которое должно сочетаться с лабораторным экспериментом для установления параметров математических моделей, не зависящих от концентрации веществ, условий перемешивания, концентрации и активности организмов, а также через сочетание их с натурными наблюдениями.

Математическое моделирование тоже сталкивается с многочисленными трудностями, но они не носят такого принципиального характера и вполне преодолимы, правда при большой затрате сил и определенной организации исследований. Сложности здесь возникают из-за большого числа взаимосвязанных процессов, которые обычно исследуются в рамках разных научных дисциплин.

Принято выделять два подхода к преодолению трудности: классический физический подход и системный.

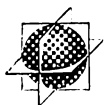
Классический физический подход, по замечанию Макса Борна, принес физикам дурную славу, но, без сомнения, позволил добиться выдающихся успехов. Он заключается в выделении одного, но фундаментального аспекта поведения системы; в массе частных случаев выявить ее большой лик (если пользоваться выражением Л. А. Зенкевича) позволяют генерализованные математические модели, которым отдается предпочтение при классическом подходе.

С системным подходом, в частности с системным анализом — методологией всеаспектного систематического рассмотрения крупных комплексных проблем, наоборот,

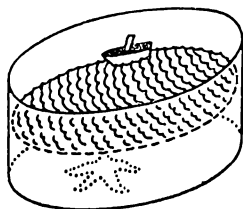
принято связывать детальное, «на грани нашего понимания», описание системы и всех процессов с помощью ЭВМ, их имитацию на ЭВМ. Но это недоразумение. Хотя при системном анализе [Квейд, 1969] должны учитываться все факторы, какие могут сказаться на решении проблемы, при построении математической модели учитывают лишь важнейшие из них, т. е. задача также упрощается. Переусложнение модели (*overfitting*) признается опасной тенденцией, а всеохватность и универсальность ее (если под этим понимать способность ответить на любой вопрос) — недостижимыми. Стремление строить такие модели считается ошибочным. В этой связи экологи говорят о карикатурных моделях, ориентированных на передачу лишь самых существенных черт оригинала, и о портретных (фотографических) моделях, с помощью которых стремятся передать (имитировать) все детали облика оригинала.

В системном анализе предпочтение отдается первым, и модели используются как важное, но лишь вспомогательное, техническое, средство организации мышления и исследования [Квейд, 1969]. Считается, что результат системного анализа не может быть ошибочным, поскольку при его проведении учитываются все сколько-нибудь существенные аспекты. Отсюда следует: раз результат ошибочен, анализ не был системным, даже если использовались самые сложные модели.

С генерализованными, упрощенными, моделями, но не математическими, а графическими, имеют дело и в географии. Эти модели — географические карты. Упрощение, отражение в них лишь одного, самого важного в данном случае, аспекта (физико-географического, био-географического); генерализация их (устранение излишне подробных деталей) позволили уже давно увидеть большой лик поверхности планеты, и он отражается картами более глубоко, чем непосредственными спутниковыми фотографиями.



Граничные поверхности и структура океана. Упрощенные модели



Итак, упрощение! Первое и главное достоинство истины — простота!

Жорж Сименон

При таком подходе наблюдаемая картина теряет в богатстве оттенков, но зато выигрывает в ясности.

Макс Борн

Идеальный океан

Итак, наша цель — обсудить обобщенную (генерализованную) и предельно простую модель структуры океана в целом. Эта модель будет, с одной стороны, географической, поскольку она претендует на отражение обобщенной географической действительности и направляет внимание на совокупность физических, химических и биологических свойств, а с другой — моделью полностью абстрагированной от пространственных очертаний океана. Важнейшими элементами модели окажутся граничные поверхности океана, через которые осуществляется его обмен и взаимодействие с атмосферой, литосферой, живым веществом и космосом.

Начнем с необычного и абстрактного вопроса: «Можно ли создать словесное изображение или дать математическое описание еще не исследованного или даже не открытого океана (расположенного, допустим, вне Земли)?» Оказывается, что в этом направлении удастся сделать определенные шаги при условии, что структура океана формируется под действием универсальных физических, химических и биологических законов. Сколько бы скромными ни были на этом пути результаты, они интересны тем, что связаны с необходимостью различить в океанической природе закономерности обязатель-

ные и повсеместные — наиболее общие, с одной стороны, и явления локальные и случайные — с другой.

Все случаи, предполагаемые как реальные, разделим на два варианта: океан, насколько это возможно представить, или изолирован от обмена веществом и энергией с окружающей средой, или открыт для такого обмена. Можно утверждать, что преобладающая часть изолированного океана окажется однородной по составу и лишенной градиентов физических, химических и биологических характеристик. Это будет результатом диффузии — процесса, который неизбежен в любой жидкости и протекает в ней на много порядков быстрее, чем в твердых телах.

Из предыдущей главы ясно, почему изолированный океан будет однороден не полностью, а лишь в преобладающей части. Причина заключается в том, что даже при изоляции океана химически инертной оболочкой в нем останутся поверхностные или пограничные эффекты, связанные с избыточной свободной энергией поверхности раздела и проявляющиеся в увеличении физико-химической активности вещества.

Итак, независимо от размеров, формы и состава изолированного океана мы можем создать его словесную модель следующим образом: все внутреннее пространство океана представляет собой однородную, безградиентную, биологически малоактивную и химически сравнительно инертную область. Вся граничная поверхность покрыта тонкой активной пленкой. Между активной пленкой и инертной областью пролегает переходный слой, толщина которого будет тем больше, чем больше скорость диффузии.

Сила тяжести придает дополнительное значение верхней и нижней границам, сделав их местом накопления частиц, которые могут выделяться в результате, например, биологической деятельности и оказываться легче или тяжелее окружающей среды. При этом верхняя граница максимально обогатится легкими частицами и максимально обеднится тяжелыми, а донная граница будет обладать противоположным свойством. Процессы обеднения, вызванные силой тяжести, могут привести к тому, что оптимальные для развития жизни условия окажутся отодвинутыми по вертикали на какое-то расстояние от внешних границ океана. В том случае, когда океан разделен на слои разной плотности, возникают

внутренние границы раздела, называемые скачками плотности. На глубине скачка плотности должно происходить обогащение воды как сравнительно тяжелыми частицами, опускающимися сверху, так и сравнительно легкими, всплывающими снизу.

Рассмотрим простейшую модель неизолированного океана. Неизолированность означает, что через граничные поверхности входят и выходят потоки энергии и вещества.

В идеально неизолированном океане с удалением от границ раздела потоки вещества и тепловой энергии не слабеют вследствие идеального (мгновенного) перемешивания, а потоки световой энергии не слабеют вследствие высокой прозрачности. Такой океан, как и идеально изолированный, окажется в преобладающей части однородным, однако все его внутреннее пространство будет во всех отношениях активной областью. Значения характеристик на некотором удалении κ от границы раздела будут сильно различаться в обоих океанах.

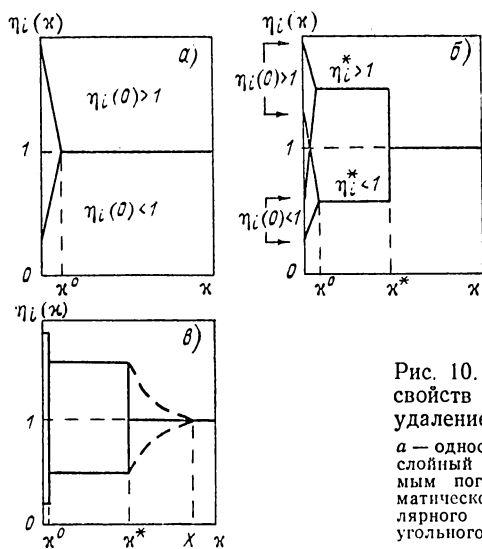


Рис. 10. Модели распределения свойств в идеальном океане с удалением от границы раздела.

а — однослойный океан, б — двухслойный с идеально перемешиваемым пограничным слоем, в — схематическое изображение молекулярного подслоя в виде прямоугольного выстрела. Масштабы везде искажены.

Чтобы проводить сравнения, удобно пользоваться безразмерными характеристиками — отношением их значений в любой точке $c_i(\kappa)$ к значениям на некотором

достаточном удалении X от границы раздела $c_i(X)$. Введем обозначение безразмерных характеристик¹:

$$\eta_i(x) = c_i(x) / c_i(X), \quad i = \overline{1, m}. \quad (16)$$

Общая картина распределения безразмерных характеристик $\eta_i(x)$ оказывается практически одинаковой в обоих идеализированных океанах (рис. 10 а), хотя и отличается в деталях.

Математически описать эту идеализованную картину, изображенную на рис. 10 а, можно следующим образом²:

$$\eta_i(x) = \begin{cases} \eta_i(0) + [1 - \eta_i(0)] x/x^0 & \text{при } x \in [0, x^0], \\ 1 & \text{при } x \in [x^0, \infty), \end{cases} \quad (17)$$

где x — расстояние от границы раздела, $\eta_i(0)$ — значение η_i при $x=0$, x^0 — толщина пограничной пленки.

Следующим шагом будет комбинированная модель идеального океана. Часть океана, прилегающая к границе раздела, пусть будет идеально неизолированной, а сильно удаленная от границы — идеально изолированной. Тогда распределение безразмерных характеристик (16) должно показать две безградиентные области, резко различающиеся активностью и значениями η_i , как показано на рис. 10 б. Здесь значения расстояния x и η_i в пределах идеально неизолированного слоя океана помечены звездочкой (x^* и η_i^*).

Необходимо учесть, что в действительности с удалением от границ величина потоков вещества и энергии значительно меняется вследствие поглощения энергии и превращения (трансформации) веществ, причем не обязательно одинаково для всех. Рассмотрим положение, когда количество поглощаемой энергии и трансформированного вещества в единицу времени (их сток) можно считать пропорциональным концентрации упомянутых субстанций (в грубом приближении это справедливо для многих процессов: поглощения лучистой энергии, потребления кислорода, потребления органического вещества и т. д.). Запишем, опустив для упрощения индекс i ,

¹ Запись $i = \overline{1, m}$ — удобное сокращение записи $i = 1, 2, \dots, m$.

² Записи $x \in [0, x^0]$ и $x \in [x^0, \infty]$ означают множества решений неравенств $0 \leq x \leq x^0$ и $x^0 \leq x < \infty$ соответственно.

$$-r = kc(x), \quad (18)$$

где r — количество расходуемой в единичном объеме и за единицу времени субстанции C (вещество или энергия), k — коэффициент пропорциональности, $c(x)$ — количество (концентрация) субстанции C на расстоянии x от граничной поверхности.

Отметим, что величина расходуемой энергии и вещества (r) может служить количественной мерой активности процессов в соответствующем слое воды.

Рассмотрим широкую группу случаев, в которых движение можно считать однонаправленным. Подсчитаем баланс субстанции в слое толщиной dx . Поскольку мы хотим решить нестандартную по обобщению задачу, включающую разные ситуации — от потока лучистой энергии до потока падающих в воде частиц, будет уместно сделать пояснения. Пусть за единицу времени через поверхность единичной площади в слой войдет количество субстанции Wc , а выйдет из слоя через противоположную поверхность единичной площади количество субстанции $W(c+dc)$, где W — скорость движения потока субстанции (будь то лучистая энергия, падающие или всплывающие с постоянной скоростью частицы и, наконец, субстанция, пассивно переносимая течением), а dc — уменьшение субстанции на пути dx . Общее количество субстанции, накапливающееся в слое dx (в расчете на единицу площади слоя и единицу времени), будет равно количеству входящей субстанции минус количество выходящей, т. е. — Wdc . Отнесем это накопление, разделив на dx , к кубику единичной толщины и обозначим q_0 , где индекс «0» говорит о том, что накопление вызвано однонаправленным потоком

$$q_0 = -W \frac{dc}{dx}. \quad (19)$$

В стационарной задаче расход, определяемый уравнением (18), и накопление по уравнению (19) равны. Отсюда получаем следующее балансовое уравнение поля:

$$kc = -W \frac{dc}{dx}. \quad (20)$$

Когда одна и та же субстанция переносится одновременно несколькими способами, например, увлекается ни-

сходящим течением со скоростью W_1 и одновременно обгоняет течение, падая в нем со скоростью W_2 , балансовое уравнение будет иметь вид

$$kc = -(W_1 + W_2 + \dots + W_m) \frac{dc}{dx} \equiv -W_{\Sigma} \frac{dc}{dx}. \quad (21)$$

Интегрируя простое уравнение (20) или (21), разделив для этого переменные, получим экспоненциальный (логарифмический) закон уменьшения субстанции с удалением от границы раздела, например уменьшение светового потока с глубиной. Действительно, наши исходные рассуждения при выводе уравнений (19) и (20) справедливы и для уравнения светового поля (когда в нем для простоты пренебрегают диффузией света): количество лучистой энергии света, поглощаемое внутри слоя dx , равно разности светового потока, входящего через верхнюю границу слоя и выходящего через нижнюю. Поскольку скорость света (обозначим ее для общности W) постоянна, упомянутая разность будет определяться только изменением плотности светового потока на расстоянии dx и иметь выражение $-Wdc$. Для того чтобы математическая запись имела традиционный для светового потока вид, можно ввести коэффициент ослабления потока α , прямо пропорциональный поглощению потока и обратно пропорциональный его скорости:

$$\alpha = k/W.$$

Теперь, используя в качестве граничного условия концентрацию c на поверхности $c/x=0 = c(0)$, в результате интегрирования получим

$$\ln [c(x)/c(0)] = -\alpha x,$$

откуда

$$c(x) = c(0) e^{-\alpha x}. \quad (22)$$

Подставляя выражение (22) в уравнение (18), получим

$$-r = kc(0) e^{-\alpha x}. \quad (23)$$

Из уравнения (22) видно, что активность процессов, измеряемая количеством энергии или вещества, расходуемым в единичном объеме воды за единицу времени, уменьшается с удалением от граничной поверхности по экспоненциальному закону.

Перейдем к случаю, когда распространение субстанции осуществляется в условиях встречных взаимопроницающих движений, как, например, при диффузии (будь то активная — молекулярная или лучистая — диффузия субстанции или пассивная диффузия, вызванная перемешиванием среды). Математическая модель диффузии вдоль оси строится из двух встречных однонаправленных потоков субстанции. Разность между ними составляет результирующий перенос через поверхность единичной площади $(-Ddc/dx)$. Запишем, что перенос между точками 1 и 2 уменьшается вследствие того, что на пути dx часть потока со скоростью q_D переходит в накопление субстанции. Итак, уменьшение переноса равно накоплению субстанции:

$$\left(-D \frac{dc}{dx}\right)_1 - \left(-D \frac{dc}{dx}\right)_2 = q_D dx. \quad (24)$$

Отсюда при постоянном коэффициенте диффузии D накопление в единичном объеме и за единичное время равно

$$q_D = D \frac{d^2c}{dx^2}. \quad (25)$$

При стационарной задаче, когда накопление уничтожается потреблением, балансовое уравнение переноса, учитывая (18), запишется в следующем виде:

$$D \frac{d^2c}{dx^2} - kc = 0. \quad (26)$$

Теперь зададим граничные условия, и их должно быть два — соответственно второму порядку однородного дифференциального уравнения (26), так как при его интегрировании должны появиться две произвольные постоянные, которые необходимо будет определить с помощью граничных условий. Одно граничное условие — концентрация C на поверхности ($c(0)$) — использовалось выше. В качестве второго можно использовать условие однородности (безградиентности) на некотором (X) или бесконечно большом ($x \rightarrow \infty$) расстоянии от границы раздела.

Тогда уравнение (26) вместе с граничными условиями:

$$c = c(0) \text{ при } x = 0,$$

$$\frac{dc}{dx} = 0 \text{ при } x \rightarrow \infty \quad (27)$$

даст диффузионную модель распространения поглощающей субстанции C .

Решение уравнения (26) складывается из экспонент, число которых равно порядку уравнения, т. е. в данном случае двум,

$$c(x) = A_1 e^{\lambda_1 x} + A_2 e^{\lambda_2 x}, \quad (28)$$

где λ_1, λ_2 — корни характеристического уравнения, соответствующего уравнению (26),

$$D\lambda^2 - k = 0,$$

$$\lambda_1 = \sqrt{k/D}, \quad \lambda_2 = -\sqrt{k/D}, \quad (29)$$

а A_1, A_2 — постоянные интегрирования.

Первое из граничных условий дает, с учетом уравнений (28) и (29), $c(0) = A_1 + A_2$. Согласно второму уравнению (27), величина $c(x)$ не может безгранично возрастать или быть отрицательной, но это возможно лишь, если в уравнении (28) $A_1 = 0$. Следовательно, $A_2 = c(0)$.

Таким образом, решение уравнения (26) дает снова экспоненциальное затухание величины концентрации и скорости потребления:

$$c(x) = c(0) e^{-x \sqrt{k/D}}, \quad (30)$$

$$-r = kc(0) e^{-x \sqrt{k/D}}. \quad (31)$$

Шаг к реальности. Эскиз модели открытого океана

В природных условиях чистых случаев одной диффузии или одной адвекции не бывает, имеет место какая-то комбинация этих процессов. С учетом этого в основу простейшей одномерной модели структуры открытого для обмена веществом и энергией океана следует положить балансовое уравнение одномерного поля, включающее диффузию в направлении оси Ox , различные однонаправленные потоки, а также источники, учитывающие расхождение и образование субстанции, в частности ее убыль или прибыль в результате горизонтального переноса.

При стационарных условиях простейшее уравнение одномерного поля будет иметь вид

$$D \frac{d^2c}{dx^2} - W_{\Sigma} \frac{dc}{dx} + r = 0, \quad (32)$$

где r — мощность источника, задаваемая, например, уравнением (18).

Функция r может быть самой различной. Для простоты и определенности положим, что она состоит из двух слагаемых. Первое (w_0) выражает постоянную прибыль субстанции, второе — убыль субстанции, как и раньше, пропорциональную ее концентрации (в частном случае любое слагаемое может быть равным нулю),

$$r = w_0 - kc. \quad (33)$$

Примем вновь граничные условия (27). Решение неоднородного (с правой частью) дифференциального уравнения

$$D \frac{d^2c}{dx^2} - W_{\Sigma} \frac{dc}{dx} - kc = w_0 \quad (34)$$

складывается из общего решения $c_{об.од}$ соответствующего однородного уравнения (без правой части) и любого частного ($c_{ч.н}$) решения (частного интеграла) уравнения (34):

$$c(x) = c_{об.од} + c_{ч.н}. \quad (35)$$

Общим решением $c_{об.од}$ вновь будет выражение (28):

$$c_{об.од} = A_1 e^{\lambda_1 x} + A_2 e^{\lambda_2 x}, \quad (36)$$

но значения корней λ_1 и λ_2 иные, так как характеристическое уравнение однородного уравнения, соответствующего (34) (без правой части), получающееся заменой d^2c/dx^2 на λ^2 , dc/dx на λ , а c на 1, будет следующим:

$$D\lambda^2 - W_{\Sigma}\lambda - k = 0. \quad (37)$$

Корни этого уравнения

$$\lambda_{1,2} = \frac{W_{\Sigma}}{2D} \pm \frac{1}{2} \sqrt{\left(\frac{W_{\Sigma}}{D}\right)^2 + \frac{4k}{D}}. \quad (38)$$

Частное решение $c_{ч. н}$ уравнения (34) можно взять в виде некоторой постоянной A_3 , значение которой легко получить, подставив значения $c_{ч. н} = A_3$ и ее производных в уравнение (34). Поскольку производные постоянной равны нулю, такая подстановка дает $kc_{ч. н} = \omega_0$ и

$$c_{ч. н} = A_3 = \frac{\omega_0}{k}. \quad (39)$$

Как и в предыдущей задаче, поскольку величина $c(x)$ не может безгранично возрастать, а $\lambda_1 > 0$, первое слагаемое в уравнении (36) должно быть равно нулю, что возможно лишь, если $A_1 = 0$. Учитывая это и подставляя (36) и (39) в решение (35), получим

$$c(x) = A_2 e^{\lambda_1 x} + \frac{\omega_0}{k}, \quad (40)$$

а используя первое из граничных условий (27)

$$c(0) = A_2 + \frac{\omega_0}{k},$$

получим последнюю неизвестную постоянную

$$A_2 = c(0) - \frac{\omega_0}{k}. \quad (41)$$

Подставляя значения постоянной A_2 (41) и λ_2 (38) в уравнение (40), получим окончательно

$$c(x) = \frac{\omega_0}{k} + \left[c(0) - \frac{\omega_0}{k} \right] \times \\ \times \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\sqrt{\left(\frac{W_\Sigma}{D} \right)^2 + \frac{4k}{D}} - \frac{W_\Sigma}{D} \right) x \right]. \quad (42)$$

Согласно уравнению (42), существует предел

$$c(X) = \lim_{x \rightarrow \infty} c(x) = \frac{\omega_0}{k}, \quad (42')$$

который достигается «сверху» (понижением $c(x)$) или «снизу» (повышением $c(x)$), в зависимости от соотношения $c(0)$ и ω_0/k .

При $c(0) > \omega_0/k$ уравнение (42) показывает экспоненциальное уменьшение количества переносимой субстанции по направлению к инертной области. При $c(0) < \omega_0/k$

значение $c(\kappa)$ возрастает, пока не достигнет предельного значения $c(X)$. В решении могут появиться волны (промежуточные минимумы и максимумы) только в случае $k < -W_2^2/4D$. Отрицательные значения k соответствуют в уравнениях (33) и (34) автокатализу (самоускорению реакций) в химических системах; они обычны для биологических систем (имеют физический смысл удельной скорости размножения или продукции за вычетом смертности или метаболических потерь).

Решение (42) основано на предположении, что коэффициент диффузии D постоянен. В действительности это не так. Существует универсальный закон, по которому значения коэффициента растут от минимальных (молекулярных) D на границе раздела до максимальных K_x в области развитой турбулентности. Коэффициент молекулярной самодиффузии воды D имеет порядок 10^{-5} см²/с; молекулярная диффузия господствует в тонкой поверхностной пленке толщиной порядка 10^{-3} м. А, например, коэффициент развитой вертикальной турбулентной диффузии K_z имеет значение $10\text{--}10^2$ см²/с и господствует в пограничном слое трения значительной толщины. Его значение в глубинных слоях океана оценивается в 1 см²/с. Мысленно подставляя в формулу (42) различные значения D и дифференцируя, легко представить, как изменяется наклон экспоненты к вертикальной оси OZ глубин. При коэффициенте D наклон (на одинаковом расстоянии от граничной поверхности) будет примерно в $10^5\text{--}10^6$ раз больше, чем при K_x . Аналогично изменится и картина горизонтального распределения от границы раздела (при горизонтальной шкале $O\kappa$).

Не пытаюсь найти здесь точное решение задачи с переменным коэффициентом диффузии D , мы можем, однако, сказать о тех качественных изменениях, которые испытывает модель. В области околмолекулярных значений коэффициента D у границы раздела кривая претерпит излом и (при вертикальной шкале $O\kappa$), резко увеличив наклон, отойдет в сторону. Этим будет отмечена аномальная область поверхностной активной пленки. Изобразить такой малый структурный элемент на общей модели можно лишь символически, вне масштаба, например, прямоугольным выстрелом (см. рис. 10 в). В области максимальных значений коэффициента K_x кривая должна деформироваться противоположным образом — уменьшить наклон и принять направление, близкое к па-

параллельному оси Ox . Эта область (квазиоднородный слой интенсивного внутреннего обмена и перемешивания) — активный пограничный слой, в пределах которого поглощается и трансформируется наибольшая часть энергии и вещества. Распределение субстанции в активном слое осложняют многие процессы, но учесть эти осложнения в обобщенной модели невозможно.

Постулируем, что неперенной чертой всякого океана должны быть его значительные размеры, и определим эту значительность тем условием, что океан имеет большую протяженность, чем протяженность вторгающихся потоков вещества и энергии. Тогда мы должны будем выделить в океане инертную область, характеризующуюся исчезновением внешних потоков энергии и вещества, а также градиентов, замедлением процессов и реакций, бедностью проявлений жизни. Пограничный активный слой и удаленная от границ инертная область разделяются переходной зоной (пунктирная кривая на рис. 10 *в*), в которой экспоненциально затухает активность и могут проследиваться остаточные явления сезонного хода характеристик.

Таков самый общий эскиз, максимально упрощенная, но типичная модель пространственной структуры океана. Типичная в том отношении, что она должна отражать наиболее существенные черты, наиболее общие и присущие всем океанам, и нивелировать региональные или временные особенности. Эта модель пока что одномерна и стационарна, поскольку она описывает закономерные изменения в одном направлении — перпендикулярном какой-либо граничной поверхности — и основана на предположении сбалансированности скоростей поступления и исчезновения субстанции в каждой точке пространства ($\partial c/\partial t = 0$), что может быть верным лишь средне-статистически и не всегда.

Если попытаться снять эти упрощения, то получить аналитические решения соответствующих уравнений становится трудно, и обычно удается реализовать модели лишь с помощью ЭВМ. Если же и удастся получить аналитические решения, они все равно слишком сложны и громоздки для практического использования.

Полученная модель открытого океана оказывается похожей по характеру распределения в нем субстанции на идеальный «комбинированный» океан, рассмотренный выше.

Обращает на себя внимание то, казалось бы, парадоксальное обстоятельство, что модель открытого океана включает элементы, из которых строилась и модель изолированного океана, и при этом не противоречит нашим представлениям о реальном океане. Причина здесь в том, что проницаемость воды для вторгающихся в океан потоков — света, количества движения, тепла, растворимых веществ — ограничена. Учитывая замутненность природных вод, наклон проникающих в воду лучей и альбедо поверхности, можно предполагать, что в среднем всего 1—2% водной толщи океана получают лучистую энергию в количестве не менее 1% суммарной радиации, падающей на поверхность воды. Глубина, до которой посредством трения распространяется поток количества движения, зависит от географической широты места, устойчивости ветра и плотностной стратификации воды. Можно ориентировочно полагать, что в среднем по площади и по времени эта глубина близка к 1—2% средней глубины океана. Средняя для океана глубина проникновения сезонного хода температуры и концентрации растворенных веществ имеет порядок 10^2 м. Тот же порядок имеет глубина распространения фитопланктона. Учитывая приведенные оценки, а также взаимодействие океана с берегом и дном, можно полагать, что слой (оболочка) океана, открытый для непосредственного обмена через граничные поверхности, составляет около 2% объема всех океанических вод. Это сопоставимо с полным объемом вод суши. На инертную область океана, область, бедную жизнью, малоградиентную, с вяло протекающими процессами и временем оборота органического вещества порядка 10^3 лет, приходится около 75% объема, а остальное — на переходную зону.

Для более подробного сравнения модели с действительными распределениями удобно опять использовать безразмерную характеристику $\eta(\kappa) = c(\kappa)/c(X)$.

Таким образом, эскиз упрощенной одномерной модели пространственной структуры океана должен включать описание следующих подразделений, начиная от каждой границы в океане:

- 1) поверхностной пленки $\eta = \eta^0$ при $\kappa \in [0, \kappa^0)$,
- 2) активного пограничного слоя $\eta = \eta^*$ при $\kappa \in (\kappa^0, \kappa^*)$,
- 3) переходной зоны

$$\eta = 1 + (\eta^* - 1) \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\sqrt{\left(\frac{W_\Sigma}{K_x} \right)^2 + \frac{4k}{K_x}} - \frac{W_\Sigma}{K_x} \right) (x - x^*) \right], \text{ при } x \in (x^*, X], \quad (43)$$

4) инертной области $\eta=1$ при $x \in [X, \infty)$,
или в более компактной записи:

$$\eta(x) = \begin{cases} \eta^0, & \text{при } x \in [0, x^0), \\ \eta^*, & \text{при } x \in (x^0, x^*), \\ 1 + (\eta^* - 1) e^{-\lambda(x-x^*)}, & \text{при } x \in (x^*, \infty). \end{cases} \quad (44)$$

Последнее из трех выражений в записи (44) описывает одновременно переходную и инертную области.

Следовательно, по вертикали, от свободной поверхности до дна, можно выделить всего ≥ 7 структурных подразделений.

В случае конкретных пограничных слоев и субстанций по-разному получаются выражения для η^0 , η^* и потоков обмена субстанцией на границах между структурными подразделениями 1, 2, 3. Последние нужны для склейки единой математической модели. Однако здесь, при максимально генерализованном и упрощенном описании достаточно ограничиться эскизной моделью (44) с непрерывными функциями, претерпевающими излом на внутренних границах раздела слоев x^0 и x^* . Графики, соответствующие модели (44), представлены кривыми 1 на рис. 11. Кривые 2 и 3 — различные варианты упомя-

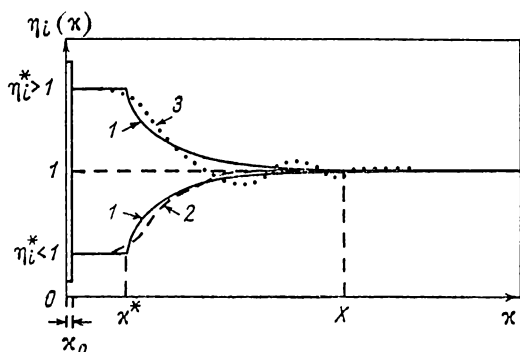


Рис. 11. Модель с переходным слоем.

путых уточнений, учета возможности $k > 0$ в случае биологических систем и т. д. — приведены, чтобы показать, сколь незначительны для интересующего нас здесь общего вопроса такие уточнения, хотя они и весьма важны в частных задачах.

Определение параметра λ эскизной модели (44) легко провести по данным типового распределения субстанции с помощью полулогарифмической анаморфозы, получающейся из выражений (44),

$$\ln \frac{1-\eta}{1-\eta^*} = -\lambda (\kappa - \kappa^*). \quad (45)$$

Значение параметра λ , как видно из уравнения (45), равно тангенсу угла наклона прямой в координатах $\{\ln[(-\eta)/(1-\eta^*)] \text{ против } (\kappa - \kappa^*)\}$.

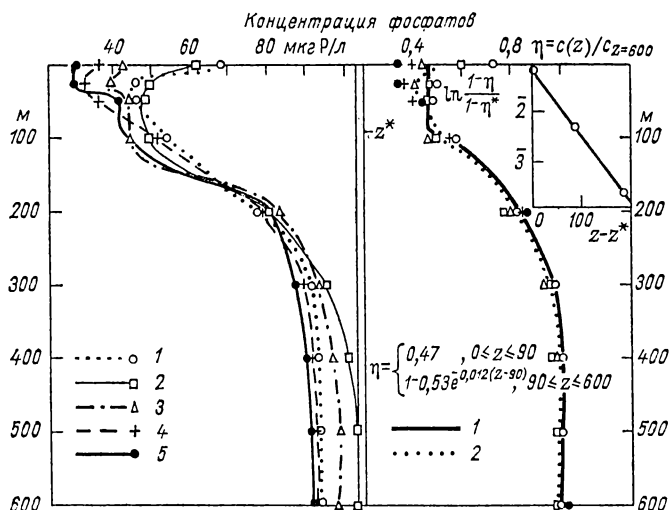


Рис. 12. Вертикальное распределение фосфатов на одной из станций в Тихом океане.

Слева: 1 — январь, 2 — март, 3 — май, 4 — июль, 5 — август («Химия Тихого океана», 1966); справа: 1 — модельный профиль (44), 2 — кривая, усредненная по всем данным наблюдений; на врезе показан способ расчета параметров модели.

На рис. 12 приведено вертикальное распределение фосфатов на одной из станций РАРА в Тихом океане в различные сезоны, полученное В. В. Сапожниковым и В. В. Мокиевской [Химия Тихого океана, 1966], а кро-

ме того, эти же данные представлены в виде относительных (безразмерных) единиц концентраций. Сравнение показывает: как ни абстрактна модель (44), она способна дать общее представление о характере распределения субстанции. Однако чтобы отразить обычно наблюдающийся промежуточный максимум фосфатов, необходимы уточнения и детализации, а также учет внутренних границ раздела в толще вод (жидких и границы вода — живое вещество).

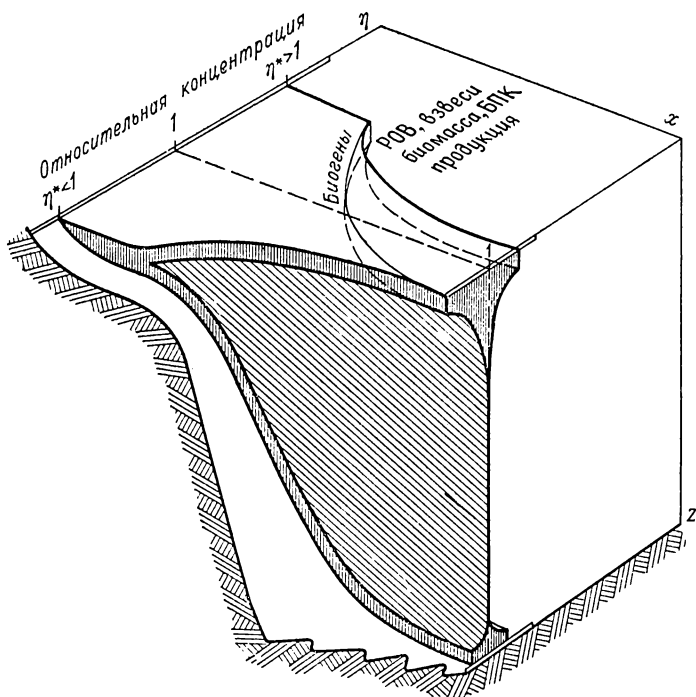


Рис. 13. Генерализованная модель циркумграницной структуры океана.

На рис. 13. показана комбинация модельных горизонтальных и вертикальных профилей с учетом трех границ — свободной (с атмосферой), с берегом и с дном.

Конечно, такая слабая эскизная модель, как (44), не может использоваться для конкретных расчетов, она предназначена не для этого, а только для организации мышления и упорядоченного обсуждения участия граничных поверхностей в формировании структуры океана. Поэтому она не может быть признана удовлетворительной при рассмотрении объекта с позиций частных океанологических наук: биологии, химии и особенно физики океана, поскольку основанная на максимальной генерализации, она преднамеренно игнорирует важные конкретно-специфические черты, составляющие интерес соответствующих частных наук. Эта модель никак не передает богатства оттенков явления, но может внести ясность при условии, если она обладает общностью и позволяет описать в самых грубых чертах распределение разнообразных типовых конкретных характеристик.

Первое, что можно отметить, это некоторое общее совпадение, как видно из модельных описаний, с вертикальным разделением океана на гидрологические структурные зоны [Степанов, 1974]. Что касается распределения компонент, то на рис. 14 оно неплохо отражается моделью для случаев увеличения субстанции с глубиной (соленость, плотность, продукты минерализации) и для случая уменьшения субстанции с глубиной (скорости механических, химических, биохимических процессов, концентрации органических веществ, биомассы).

Легко заметить, что физические, гидромеханические, химические и особенно биологические характеристики активности изменяются в верхнем пограничном слое по сравнению с инертным неодинаково. Различия, по-видимому, возрастают с усложнением формы движения, т. е. намечается связь с иерархией уровней и соподчинением форм движения от механической к биологической, из которых первая форма относительно независима от остальных, а высшие зависят от низших. Поэтому биологические характеристики могут служить хорошим индикатором граничных поверхностей.

Горизонтальные профили распределения биомассы от таких разных границ, как берега континентов (рис. 15) и островов, экватор, кромка льдов, фронты, показывают сходную картину и не сильно отличаются от того, что дает примитивная эскизная модель (44).

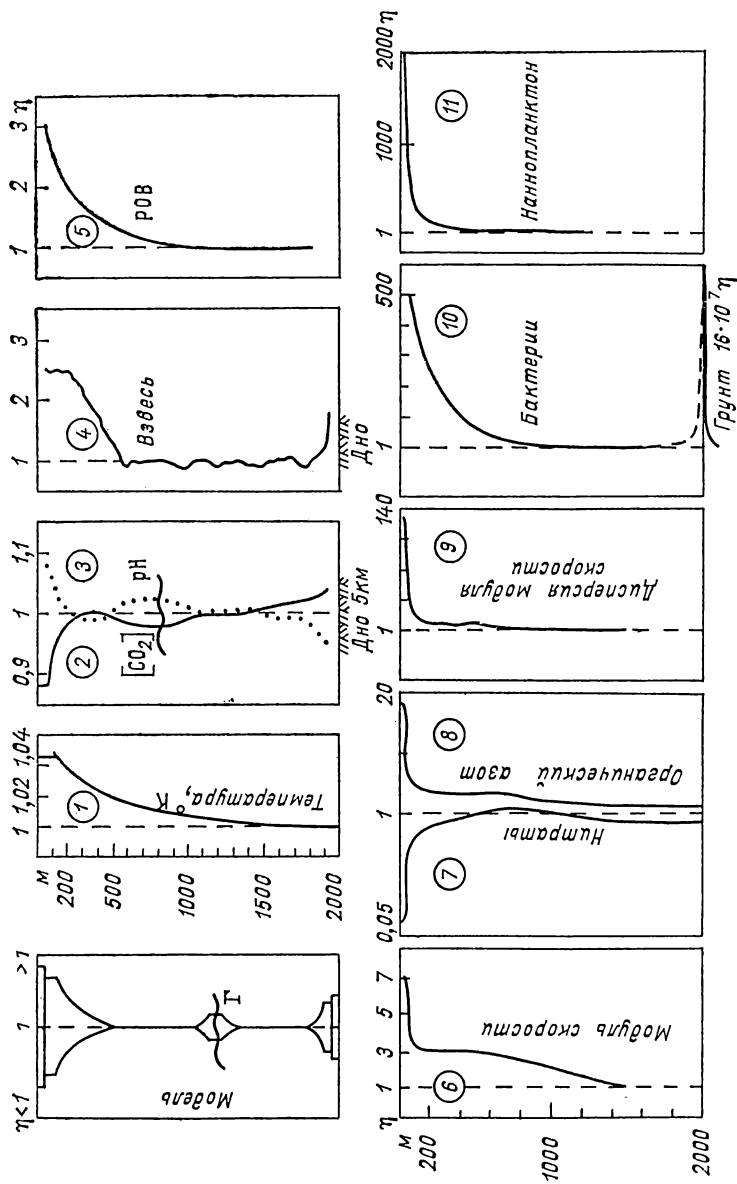


Рис. 14. Сравнение модели и типового распределения относительных характеристик.

1 — среднее значение для океана, по «Физике океана», 1978; 2–3 — по «Океанографической энциклопедии», 1974; 4 — по Р. Стренбергу, 1974; 5 — по Б. А. Скопинцеву, 1975; 6, 9 — Атлантический полигон-70; 7, 8 — по Ю. Ф. Лукашову, 1973; 10 — по Г. Дрюю [Л. А. Зенкевич, 1951]; 11 — по Е. Гентшею, 1988. За единицу взяты значения характеристик в удаленной от границ области, Г — граница разных водных масс.

Сгущение жизни в пограничных слоях даже качественно не всегда удается объяснить влиянием температуры, освещенности, биогенных элементов, и еще реже влияние этих факторов позволяет дать количественное объяснение. Если докапываться до истины, то на отдельных границах раздела обнаруживаются самые разнообразные конкретные фундаментальные свойства и явления, которые в конечном счете влияют на формирование конкретных экологических систем. Это обращение в нуль коэффициента турбулентной диффузии на твердой и свободной поверхностях или параметра Кориолиса на экваторе; поглощение солнечной радиации в верхнем пограничном слое и «выедание» в нем фитопланктоном биогенных элементов; вертикальные токи в районах вергенций и апвеллингов и ускорение биогеохимических циклов в последних; поступление питательных веществ и отвод метаболитов; размножение и гибель организмов; адсорбция, метаморфизация состава, обмен многочисленными компонентами, полный список которых неизвестен, и многое другое.

Но, может быть, за всеми этими свойствами граничных поверхностей и явлениями в них и стоит именно разнообразие условий существования живых организмов как общий признак возможности сгущения жизни и активизации экологических систем? Условий, достаточно разнообразных, чтобы активно размножаться, питаться и даже активно погибать, ведь и гибель — важное звено экологических и биогеохимических циклов. Может быть, к ускорению этих циклов и придется в конце концов свести биологический эффект граничных поверхностей?

Можно наметить схему, по которой об этом удобно говорить математическим языком, добиваясь общности описания. Скорее всего, это должны быть языки теории

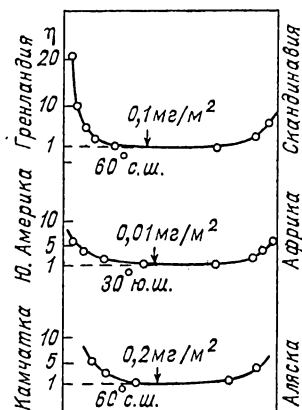


Рис. 15. Величина относительной биомассы зоопланктона на разных широтах океана. За единицу взято значение биомассы на большем удалении от берега.

множеств, математической логики, теории вероятности. Обозначим лишь путь к такому разговору.

Мы уже характеризовали множеством $C = \{c_i\}$, $i = \overline{1, m}$ водную массу M . Пусть и окружающие ее объекты E_j (атмосфера, дно, берег, инородные воды и т. д.) характеризуются неэквивалентными между собой множествами $A_j = \{a_{jk}\}$, $j = \overline{1, n}$, $k = \overline{1, p}$. Элементы множеств $c_i \in C$ и $a_{jk} \in A_j$ — физические, химические и биологические параметры.

По обе стороны границы раздела ($S_j = M \cap E_j$) множества имеют общие элементы, т. е. их пересечение не составляет пустое множество $C \cap A_j \neq \emptyset$. Однако только пограничные слои характеризуются объединением (суммированием \cup) множеств $G_j = C \cup A_j$.

Поэтому разнообразия условий, а если с ними связывать активность экологических систем, то и вероятность сгущения жизни P , резко возрастают при переходе от батипелагиали (удаленных от всех внешних границ раздела глубоководных слоев) к пограничным слоям пелагиали, примыкающим к одинарным границам раздела океан — атмосфера или вода — дно. Возрастание продолжается к пограничным слоям, примыкающим к многократным границам раздела (пересечению $\bar{S} = \bigcap_{j=1}^n S_j$), которые характеризуются объединением множеств $\bar{G} = \bigcup_{j=1}^n G_j$.

Так, интегральные характеристики активности экологических систем — время оборота органического вещества и биохимическое потребление кислорода, составляющие в глубинах океана величины порядка 10^3 лет и 10^{-3} мл O_2 /л в год соответственно [Скопинцев, 1975], — изменяются на 3—4 порядка при переходе к верхнему пограничному слою в открытом море и еще на 1—2 порядка в прибрежных районах. При этом удельная активность (активность одного организма) может даже падать, т. е. речь идет об активности именно экологических систем, а не организмов.

Таким образом, начало формализованного разговора получается. Для того чтобы его продолжить, надо найти способ формализованного описания разнообразия условий.

Для начала M и E_j рассмотрим как взаимодействующие элементы, образующие локальную систему. Число

состояний системы N характеризуем самым простым способом (тоже на первых порах): наличием или отсутствием каждой из двух возможных связей между двумя элементами (прямой и обратной). С ростом числа элементов $n+1$ (n объектов плюс вода) число возможных состояний сильно-возрастает: $N=2^{n(n+1)}$. Если в качестве меры разнообразия условий R принять простейшую, например типа меры Р. Хартли $R=\log_2 N$, то для грубой оценки примем выражение

$$R = n(n+1). \quad (46)$$

Трудно найти вид функции $P(R)$, где P — вероятность сгущения жизни. Для сравнения двух районов можно использовать приблизительное соотношение

$$r_{2,1} \equiv P_2/P_1 \approx (R_2/R_1)^2. \quad (47)$$

В соотношении (47) квадрат отражает наличие положительной обратной связи в цепочке поверхности раздела — живое вещество.

На рис. 16 даны наиболее существенные внешние и внутренние границы раздела, а также ориентировочные оценки разнообразия условий R и относительной вероятности сгущения жизни ρ . Хорошо видны изменения разнообразия условий в районе банки и по мере приближения к шельфу. Вблизи шельфа условия максимально разнообразны, наиболее вероятно сгущение жизни, максимальна активность всех процессов.

Берег можно назвать многократной границей, на которой пересекаются или сближаются поверхности раздела (они же поверхности обмена) разной природы: вода — воздух, вода — суша, вода — дно, вода — взвешенное вещество, вода — живое вещество и др. В свою очередь в активной береговой зоне, где существуют и другие каналы обмена — устья рек, каньоны, апвеллинги, проливы, — возникают точки и очаги повышенной активности. Близость сероводородной зоны, судя по модели, также повышает вероятность сгущения жизни в рядом расположенных кислородных зонах, несмотря на то, что сама она почти безжизненна. Что это — издержки формализации? По-видимому, нет. Известен, по крайней мере, один механизм, вызывающий такое явление: в сероводородной

зоне происходит мобилизация фосфатов из донных отложений. Модель циркумграничной структуры океана подводит к еще одной проблеме — проблеме биогеохимического фронта.

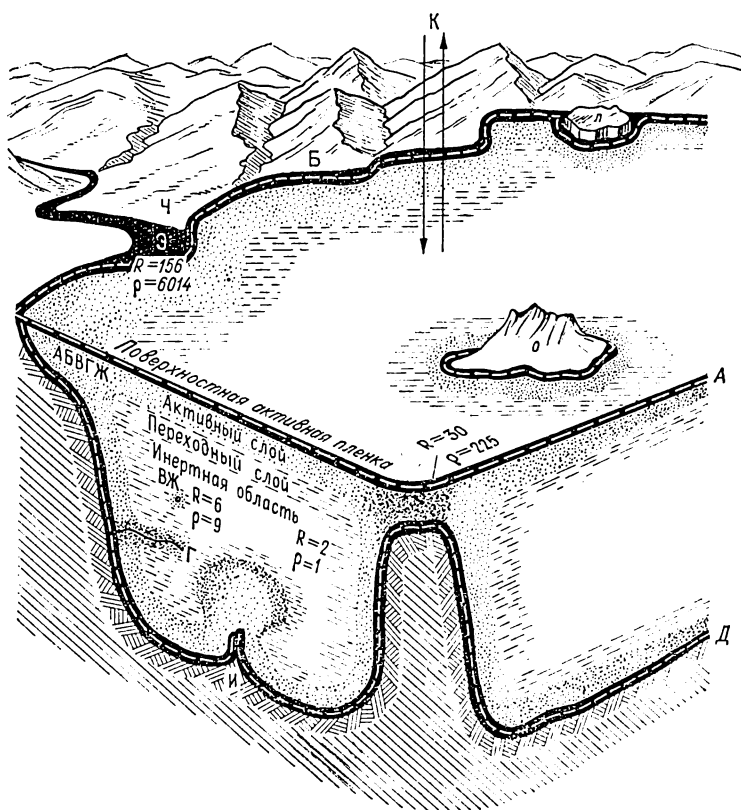


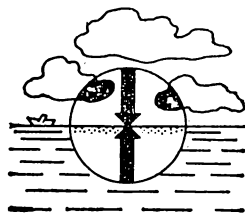
Рис. 16. Циркумграничная структура океана. Дана оценка разнообразия условий R и относительной вероятности сгущения жизни ρ .

Масштаб сильно искажен.

Наиболее существенные внешние и внутренние границы раздела: A — с атмосферой, K — космосом, B — берегом, B — взвешенным веществом, $Г$ — иной водной массой, $Д$ — дном, $Ж$ — живым веществом, $И$ — глубинным веществом дна (источники, вулканы), $Л$ — льдом, $О$ — островом, $Ч$ — антропогенным веществом (человек — океан), $Э$ — речными водами (эстуарии).



Свободная поверхность. Структура границы океан — атмосфера и что с ней связано



...практически все физические, химические и биологические процессы, протекающие в море, объясняются главным образом тем фактором, что море обладает свободной поверхностью, находящейся во взаимодействии с атмосферой.

Пьер Веландер

Парадоксальные свойства пограничных пленок

Несколько неожиданных открытий пролило новый свет на физическую структуру микрослоев воды и воздуха, лежащих на границе океан — атмосфера. Оказалось, что несмотря на подвижность и податливость этой границы возмущающим воздействиям, несмотря на течения и волны, структура пограничных микрослоев принципиально не отличается от того, что возникает в жидкости или газе на границе с твердым телом.

Представим, что спокойный ламинарный поток, т. е. плавное упорядоченное движение, в котором струйки окрашенной жидкости параллельны друг другу, вступает в соприкосновение с твердой пластинкой или стенкой, расположенной параллельно потоку. Лабораторные опыты показывают, что ламинарное движение вблизи стенки при определенных условиях, зависящих от скорости потока и шероховатости стенки, разрушается. Возникает зона, где окрашенные частицы приобретают беспорядочное вихревое движение. Эту зону называют турбулентным пограничным слоем.

Микроскопические наблюдения за прилегающей к стенке жидкостью открывают парадоксальное явление. С одной стороны, именно стенка, и ничто иное, вызывает турбулентные возмущения в потоке и создает перемешанный пограничный слой. С другой стороны, та же

стенка гасит турбулентные пульсации и уничтожает турбулентный режим в непосредственной близости.

Непримиримое, казалось бы, противоречие имеет объяснение. Стенка останавливает и как бы прикрепляет к себе ближайшие частицы жидкости. Между жидкостью, прилипшей к стенке (так называемый слой прилипания), и потоком возникает градиент скорости. Этот градиент и есть источник беспорядочных пульсаций турбулентной природы и перехода механических движений в тепло.

Обозначим скорость генерации турбулентных движений \mathcal{T} , а тепловых \mathcal{E} и сравним характер этих процессов:

$$\mathcal{T} \propto l_T \left(\frac{d\bar{u}}{dt} \right)^2, \quad \mathcal{E} \propto l_M \left(\frac{du}{dt} \right)^2,$$

где α — знак пропорциональности, l — расстояние от стенки, l_M — длина свободного пробега молекулы, l_T — длина переноса при турбулентной пульсации.

Таким образом, существует положительная обратная связь: чем меньше проявление турбулентности l_T , тем меньше ее генерация \mathcal{T} .

В 1950 г. немецкий гидродинамик Г. Шлихтинг [1956] писал: «В очень тонком слое в самой непосредственной близости от стенки всякое турбулентное течение ведет себя в основном как ламинарное течение. В таком тонком слое, называемом *ламинарным* подслоем, ... не может существовать турбулентность». И далее: «Толщина ламинарного подслоя обычно столь мала, что практически она либо совсем не может быть измерена, либо может быть измерена только с очень большим трудом».

Шлихтинг рисует трехслойную структуру течения на границе с твердым телом: «ламинарный пограничный подслой», «переходная область», «собственно турбулентный пограничный слой».

Все было бы хорошо, но непонятно, чем ламинарный подслой экранирован от проникновения турбулентных пульсаций извне. Советские гидродинамики А. С. Монин и А. М. Яглом [1965], ссылаясь на ультрамикроскопические наблюдения 1932 г. за движением частиц, взвешенных в жидкости около стенки, и на более поздние наблюдения, утверждают, что движение в пограничном подслое, несмотря на ламинарный профиль скорости, сопро-

вождается заметными турбулентными пульсациями, и поэтому термин «ламинарный подсло́й» считают мало удачным. Монин и Яглом предлагают заменить его термином «вязкий подсло́й». Так как динамику подслоя определяет молекулярная вязкость, то существует еще и третье название его — «молекулярный подсло́й» (известно понятие «турбулентная вязкость», которое можно распространить на весь пограничный слой). Тепло и растворенные вещества передаются через подсло́й преимущественно процессами молекулярной теплопроводности и молекулярной диффузии. Поскольку молекулярная передача осуществляется очень медленно, то в молекулярном подслое возникают огромные градиенты свойств, устанавливается особая температура и состав воды.

Очевидно, что условия на подвижной, пульсирующей границе вода — воздух значительно отличаются от условий на твердой стенке. Поэтому открытие в этих условиях вязкого подслоя было связано с исключительными техническими трудностями и оказалось для большинства океанологов ошеломляющей неожиданностью. И вот доказано существование молекулярного подслоя и в воде, и в атмосфере, прилегающей к границе раздела вода—воздух, доказано прямыми измерениями в реках, озерах, море и океане.

Летом 1973 г. на Балтийском море у прибрежного города Цингст ученые ГДР и СССР П. Хупфер, Т. Фокен и Г. Панин [Hupfer e.a., 1975] провели тонкие наблюдения молекулярного воздушного подслоя. Существование подслоя определялось с помощью самописца температуры системы «падающий зонд» (фаллзонд) с разрешающей способностью по температуре 0,02°C и по высоте 0,02 мм. Согласно теории теплопроводности, в пределах молекулярного подслоя температура с высотой должна в установившемся состоянии изменяться линейно, что соответствует постоянному значению коэффициента молекулярной теплопроводности. Подкрепим это важное положение простым доказательством. Молекулярный поток тепла q , пересекающий за единицу времени площадку $\Delta x \Delta y$, равен, согласно экспериментально установленному физическому закону,

$$q = -\mu c_p \Delta x \Delta y \frac{\Delta T}{\Delta z}, \quad (48)$$

где μ — коэффициент температуропроводности, c — теплоемкость, ρ — плотность воды, T — температура, z — вертикальное расстояние.

Когда поток тепла постоянен, распределение температуры не изменяется во времени. Но если в каком-то элементарном объеме пространства $\Delta x \Delta y \Delta z$ величина входящего потока больше, чем выходящего, температура в точке, окруженной этим объемом, должна повышаться. Скорость изменения температуры можно найти, записав разность величин входящего и выходящего потоков тепла. При постоянном значении μ запись будет иметь вид

$$q_1 - q_2 = -\Delta q = -\mu c \rho \Delta x \Delta y \left(\frac{\Delta T}{\Delta z} \Big|_1 - \frac{\Delta T}{\Delta z} \Big|_2 \right). \quad (49)$$

Разделим балансовое уравнение (49) на массу объема $\rho \Delta x \Delta y \Delta z$ и теплоемкость. Тем самым мы отнесем величину накопления тепла к единице массы и переведем теплоту в температуру. Заменяя одновременно с этим конечные разности бесконечно малыми, получим балансовое уравнение скорости изменения температуры в точке

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \mu \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (50)$$

где t — время.

Условие стационарного распределения температуры ($\partial T / \partial t = 0$) выражается требованием

$$\mu \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0. \quad (51)$$

Очевидно, что равенство (51) соответствует утверждению: распределение температуры имеет вид *прямой линии*, ибо только для прямой вторая производная равна нулю.

Если бы величина коэффициента температуропроводности μ изменялась по оси z , мы не имели бы права вынести μ за скобки в формуле (49), а вместо равенства (51) получили бы условие

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial T}{\partial z} \right) = 0. \quad (52)$$

Это выражение нам понадобится позже для вывода не линейного, а логарифмического характера изменения

поля загрязнений вблизи берега. Теперь же вернемся к наблюдениям вблизи Цингста. Молекулярный пограничный подслой регистрировался неизменно при скорости ветра до 7 м/с и направлении его с моря и с суши. Толщина подслоя менялась от 10 мм и более при маловетрии до долей миллиметра при усилении ветра и в среднем была несколько менее 1 мм. Зависимость толщины подслоя от скорости ветра была выражена наблюдателями следующей приблизительной эмпирической зависимостью:

$$\delta = \frac{3,2}{W_{10}}, \quad (53)$$

где W_{10} — скорость ветра на высоте 10 м над уровнем моря, в м/с; δ — толщина подслоя, в мм.

Перепад температуры между верхней и нижней границами слоя достигал в отдельных случаях 1°C , что соответствовало громадному температурному градиенту 1000°C/м . Пример такой записи показан на рис. 17.

Одно из удивительных свойств молекулярного воздушного подслоя состоит в том, что он часто, оказываясь легче вышележащего воздуха, вносит резкую неустойчивость в стратификацию приводного слоя.

Существование подслоя молекулярной теплопроводности на поверхности воды зарегистрировали значительно раньше, чем в воздухе. В 1934 г. советские ученые В. К.Альтберг и Е. А. Попов, измеряя с помощью миниатюрных термосопротивлений температуру в поверхностном слое реки Невы, на горизонтах, разделенных 2-миллиметровыми интервалами, получили, что на поверхности воды почти на $0,5^\circ\text{C}$ холоднее, чем на глубине

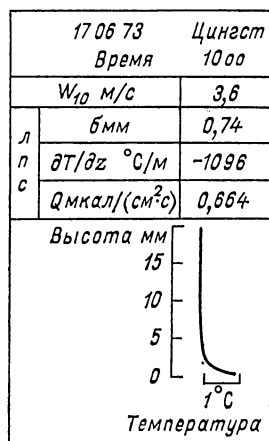


Рис. 17. Запись температуры в ламинарном пограничном слое воздуха над Балтийским морем у побережья при скорости ветра 3,6 м/с, δ — толщина слоя, $\partial T/\partial z$ — градиент температуры в слое, Q — поток тепла через слой.

2 мм. Такой перепад соответствует температурному градиенту $250^{\circ}\text{C}/\text{м}$. В 1960 г. американские ученые Г. Ивинч и Е. Мак-Алистер у побережья Калифорнии с помощью радиационного термометра наблюдали исчезновение холодной пленки в момент разрушения волн. Пленка восстанавливалась примерно через 12 секунд после разрушения. Обширные наблюдения (около тысячи) провел с использованием радиометра и термометра сопротивления С. П. Малевский-Малевиц в Атлантическом океане и на Валдайском озере (1965—1969 гг.). Молекулярную пленку регистрировал при волнении и ветре до 10 м/с. В 83% наблюдений пленка имела отрицательную аномалию температуры, в 8% — положительную. Отрицательные отклонения обычно составляли около $0,5^{\circ}\text{C}$, иногда превышали 1°C . Данные наблюдений в океане и озере оказались очень похожими [Малевский-Малевиц, 1974].

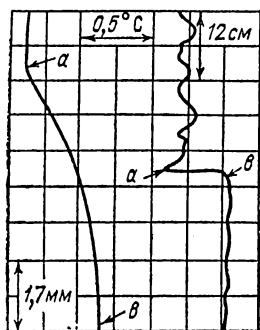


Рис. 18. Запись температуры в слое воздух — вода толщиной 60 см; слева — в увеличенном масштабе температура в холодной пленке воды толщиной 8 мм, Черное море [Е. Г. Андреев и др., 1976].

Непрерывные записи температуры внутри пленки осуществили в 1971—1975 гг. на Черном море ученые физического факультета МГУ. Их термозонд регистрировал изменения температуры с точностью $0,05^{\circ}\text{C}$, инерционность прибора имела порядок 10^{-3} с. Зонд рассекал слой — 30 см воздуха и 30 см воды — со скоростью 17 см/с.

60-сантиметровый профиль записывался в одном масштабе, а температура в прилегающем к воздуху слое воды толщиной 8 мм — в масштабе, в 70 раз большем. На рис. 18, взятом из публикации Е. Г. Андреева, В. В. Гурова, Г. Г. Хунджуа [1976], левая кривая представляет собой растянутый в 70 раз отрезок $a-b$, который выглядит на правой кривой почти горизонтальным участком и соответствует поверхностному слою большого градиента температуры. Авторы пишут: «Впервые прямым методом показано, что на поверхности моря существует тонкий инверсионный слой толщиной 0,2—0,6 мм, коэффициенты

обмена в котором равны значению молекулярного коэффициента теплопроводности воды при температуре 20°C». На большем удалении от поверхности профиль начинает искривляться, и это свидетельствует о возрастании коэффициента теплопроводности с появлением элементов турбулентного перемешивания. Кривая имеет логарифмический характер, а это, как мы увидим дальше, означает линейное увеличение теплопроводности с глубиной.

Почему возникают пленки? Ответ первый и простой, но не всегда пригодный

В 1972 г. в МГУ защищал кандидатскую диссертацию А. В. Шумилов. Докладчик не говорил ничего нового, он перечислял известные истины, показывал рисунки из учебников. По мере доклада росло недоумение в зале. Время истекало. Когда же раскроется новый смысл в перечислении известных фактов? Это было похоже на затяжной прыжок парашютиста.

А факты были такие. В воду океана входит из атмосферы в среднем такой же по величине поток тепла, какой выходит из воды, ~ 295 кал/(см²·сутки), или ~ 4 Вт/м². Около 51% выходящего потока приходится на испарение, которое связано с потерей тепла в самой верхней микроскопической пленке воды; 42% потерь занимает длинноволновое тепловое излучение воды, оно также забирает тепло из тонкого слоя много меньше 1 мм; наконец последние 7% уходящего потока приходятся на контактный теплообмен, осуществляющийся путем соударения молекул воды и воздуха, — эту потерю, как и остальные статьи расхода, также несут самые верхние микрослои воды.

С притоком тепла дело обстоит по-другому. Верхний сантиметр воды поглощает около 20% входящей в воду радиации, остальная лучистая энергия проникает в более глубокие слои и трансформируется там в тепло.

Таким образом (и здесь начинается раскрытие парашюта), в верхнем сантиметровом слое воды в процессе теплообмена с атмосферой расход тепла превышает приход в среднем на 80%, что соответствует дефициту примерно 200 кал/(см²·сутки), или ~ 3 Вт/см². Так происходит формирование поверхностной холодной пленки океана — процесс закономерный и глобальный. Похожие

мнения ученые высказывали и раньше, но надо было завершить логическую модель и показать, как ведет себя потом пленка, которая, как мы помним, образуется всего за несколько секунд, почему она не тонет и как устанавливается динамическое равновесие верхних горизонтов воды.

Согласно лабораторным опытам и математическим расчетам, судьба у пленки складывается следующим образом. Пленка непрерывно возникает и разрушается. Разрушается путем разрыва на отдельные куски и стягивания кусков силой поверхностного натяжения в капли. При этом поверхностное натяжение существует не только между водой и воздухом, но и между водами разной температуры, т. е. между пленкой и подстилающей поверхностью воды. Около 1 см³ объема, стягиваясь, отрывается от поверхности и погружается в виде струйки диаметром примерно 0,5 см со скоростью 0,2 см/с до глубины 25—50 см. Явление микроконвекции в лабораторных условиях подтверждали фотографии и киносъемка. При этом погружающиеся объемы тяжелой подкрашенной жидкости вращались [Черноустько, Шумилов, 1971].

Серия других важных исследований пленки нашла завершение в работе А. И. Гинзбурга и К. Н. Федорова [1978], получивших полуэмпирические формулы для расчета поверхностных и придонных термических пленок по скорости теплообмена.

В. С. Лаворко, регистрируя специальным самописцем тонкую структуру воды у поверхности в Черном море, обнаружил, что коэффициент теплопроводности в интервале глубин от 2 до 25 см линейно возрастает в 50 раз. Известно, что различные коэффициенты обмена — теплом (коэффициент теплопроводности), количеством движения (коэффициент вязкости), растворенным веществом (коэффициент диффузии) — связаны друг с другом и возрастают с усилением перемешивания, которое можно назвать самодиффузией воды. Основываясь на этом, А. В. Шумилов [1976] предположил, что коэффициент вязкости уменьшается с приближением к поверхности приблизительно так же быстро, как коэффициент теплопроводности. Но это должно иметь большие последствия для структуры ветрового течения в поверхностном слое. Чем меньше трение между двумя движущимися друг над другом слоями воды, тем больший относитель-

ный вес приобретает сила Кориолиса и тем сильнее она будет отклонять вовлекаемый в движение трением нижний слой воды вправо от верхнего слоя. И эпюра ветрового течения увеличит свой разворот с приближением к поверхности моря. В математическом решении, по которому выполнен рис. 19, заложено условие слипания

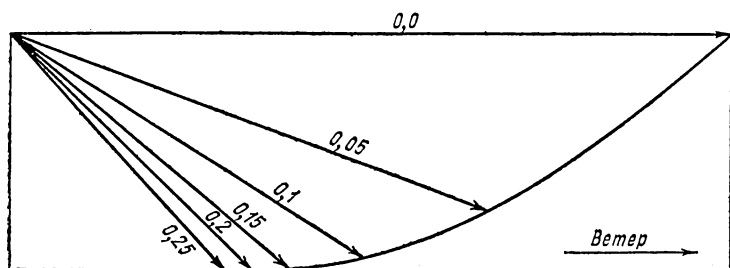


Рис. 19. Направление и скорость ветрового течения с интервалами 5 см по глубине по математической модели А. В. Шумилова (1976).

поверхностных пленок вода — воздух и совпадение скорости и направления их движения.

Почему возникают пленки? Ответ второй

Предположим, что профиль ветра в пограничном слое образован трением, которое во много раз превосходит отклоняющую силу вращения Земли, и потому последней можно пренебречь. Мысленно разрежем воздушный поток на множество тонких пластинок, выберем любую из них и подумаем, при каких условиях ее скорость будет постоянной. Сверху на пластинку действует сила трения τ_1 , которая стремится ускорить пластинку, передавая ей движение от верхней, более быстрой. Снизу действует сила трения τ_2 , которая тормозит пластинку о нижнюю, более медленную. Следовательно, условием того, чтобы скорость пластинки не менялась под действием трения, является равенство $\tau_2 = \tau_1$. Продолжая эти рассуждения для других слоев, получим, что устойчивость профиля ветра сохранится в случае, если трение останется постоянным в любой по высоте точке, пока можно пренебрегать силой Кориолиса, возрастающей с ростом скорости движения слоя.

Предположим далее, что кинетическая энергия хаотических турбулентных пульсаций скорости внутри каждого слоя постоянна во времени. Это постоянство всегда достигается при динамическом равновесии, т. е. в результате того, что приход турбулентной энергии равен ее расходу. Кинетическая энергия равна половине произведения массы на квадрат скорости. Кинетическую энергию турбулентности, отнесенную к единице массы, определяют так:

$$b = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^3 \overline{(u'_i)^2}, \quad (54)$$

где u'_1, u'_2, u'_3 — пульсации скорости по осям x, y, z .

Считают, что скорость изменения турбулентной энергии в единице неподвижного объема пространства складывается из двух главных процессов

$$\frac{\partial b}{\partial t} = \mathcal{T} - \mathcal{E}, \quad (55)$$

где \mathcal{T} — генерация турбулентной энергии, \mathcal{E} — превращение механической энергии в тепло.

Заметим в скобках, что более детальные модели учитывают превращения энергии за счет плавучести (положительной и отрицательной) и диффузии энергии вместе с носителем.

Генерация турбулентной энергии происходит из энергии трения, связанной со сдвигом (вихрем) средней скорости, например с ее изменением по высоте. Каскад превращений энергии на удалении от граничной поверхности выразим записью

$$\Delta P \rightarrow \mathcal{T} \rightarrow \mathcal{E}, \quad (56)$$

где ΔP — энергия сдвига средней скорости (вихревая энергия).

У поверхности $\mathcal{T} = 0$, поэтому звено \mathcal{T} в схеме (56) выпадает и энергия сдвига должна переходить в тепло, минуя пульсации. Проследим за этим. Когда скорость ветра уменьшается сверху вниз, в том же направлении передается поток кинетической энергии. Какова же скорость поступления энергии в единичный объем горизонтального слоя воздуха? Согласно определению понятий

работа, энергия, мощность, эта скорость равна произведению силы на путь точки приложения силы, деленный на время, т. е.

$$P_1 = \tau u_1, \quad (57)$$

где u_1 — скорость движения воздуха на верхней границе слоя.

Однако не вся поступающая энергия может обратиться в турбулентную. Часть ее, рассекая слой, выйдет через его нижнюю границу. Эта часть

$$P_2 = \tau u_2, \quad (58)$$

где u_2 — скорость движения воздуха на нижней границе слоя.

Энергия, получаемая единицей объема воздуха, равна разности величин входящего и выходящего потоков энергии, отнесенной к толщине слоя. При постоянном τ

$$\lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{\tau u_2 - \tau u_1}{\Delta z} = \tau \frac{du}{dz} = \Delta P. \quad (59)$$

Если в объеме не возникают ускорение и пульсации, вся поглощаемая энергия ΔP должна отводиться в тепло посредством молекулярной вязкости

$$\mathcal{E} = \rho \nu \left(\frac{du}{dz} \right)^2, \quad (60)$$

где ν — коэффициент кинематической вязкости, ρ — плотность воздуха.

Поскольку в пределах молекулярного подслоя скорость ветра изменяется линейно, запишем

$$\frac{du}{dz} = \frac{u_\delta}{\delta}, \quad (61)$$

где u_δ — скорость ветра на верхней границе молекулярного подслоя, δ — толщина подслоя.

Понятно, что определять u_δ очень трудно, поэтому желательно иметь в модели неизменную по высоте характеристику скорости ветра. Такую характеристику (скорость трения) получают из условия, что приземный ветер установился. Мы помним, что в этом случае трение τ становится постоянным по высоте. На граничной поверхности τ_0 , как известно из опытов, пропорционально квадрату скорости:

$$\tau_0 = \rho_0 C_1 W_1^2 = \rho_0 C_{10} W_{10}^2 = \dots = \rho_0 u_*^2, \quad (62)$$

где C — коэффициент трения, W — скорость ветра в м/с, индексы 0, 1, 10 — высота в м, u_* — скорость трения в м/с.

Величины C , u_* находят по эпюре скорости. Они связаны формулой

$$u_* = \sqrt{C_1} W_1 = \sqrt{C_{10}} W_{10} = \dots = \text{const.} \quad (63)$$

Опыты вблизи Цингста дали $C_{10} = 1,3 \cdot 10^{-7}$. У дна моря этот коэффициент, вероятно, на 4—5 порядков больше.

Запишем условия существования молекулярного подслоя так: вся получаемая этим слоем энергия сдвига средней скорости переходит непосредственно в тепло

$$\rho \nu \frac{u_\delta^2}{\delta^2} = \tau \frac{u_\delta}{\delta}. \quad (64)$$

Подставив выражение (62) в (64), найдем толщину молекулярного подслоя

$$\delta = m \frac{\nu}{u_*}. \quad (65)$$

где $m = u_\delta / u_*$.

По наблюдениям вблизи Цингста $m = 7,7$ при δ в мм, ν в $\text{см}^2/\text{с}$, u_* в $\text{см}/\text{с}$

$$\delta = 7,7 \frac{\nu}{u_*}. \quad (66)$$

Известно, что при аэродинамически гладком обтекании твердой стенки на ее поверхности возникает вязкий молекулярный подслой высотой $\delta = 5\nu/u_*$, за которым до высоты $70 \nu/u_*$ расположена переходная ламинарно-турбулентная область потока [Шлихтинг, 1956].

Сложные модели, включающие иерархию пограничных слоев и их взаимодействие с движущимися волнами, рассматриваются в монографии «Процессы переноса вблизи поверхности раздела океан — атмосфера» [1974] и в других работах, которые, несмотря на их исключительно интересное содержание, мы не имеем возможности здесь затронуть.

Генерация турбулентной энергии происходит путем расщепления упорядоченной средней скорости потока. Возможен ли обратный процесс, при котором из рассеянных пульсаций возникли бы устойчивые и предсказуемые формы движений? Такой процесс означает возникновение порядка из хаоса, появление отрицательной вязкости и отрицательной энтропии и действительно существует. Обобщенному анализу процессов «достижения порядка через флуктуации» посвящены работы И. Пригожина и соавторов. В книге П. Гленсдорфа и И. Пригожина [1973] проблема ставится следующим образом: «Классическая термодинамика, в сущности, — теория „разрушения структуры“... Но классическую термодинамику необходимо каким-то образом дополнить отсутствующей в ней теорией „создания структуры“». В лекции на Нобелевском симпозиуме 1970 г. И. Пригожин и Ж. Никольс описывают два типа поведения систем: 1) термодинамический, при котором эволюция направлена к непрерывной дезорганизации и разрушению структур, к наиболее вероятному состоянию максимального беспорядка, соответствующего применению второго начала термодинамики к изолированным системам, и 2) биологический, связанный с возрастанием организации и созданием сложных структур. Существует множество систем, для которых возможны оба типа поведения. Первый тип преобладает вблизи термодинамического равновесия, т. е. вблизи такого состояния системы, при котором все характеризующие ее признаки будут без помощи каких-либо процессов извне оставаться неизменными сколь угодно долго. Если же внешние условия удерживают систему далеко от равновесия и в системе происходят хаотичные флуктуации, между которыми возможна конкуренция, то «система покидает неустойчивое состояние и эволюционирует к диссипативной структуре». «Типичный пример равновесной структуры, — пишут П. Гленсдорф и И. Пригожин, — кристалл. Диссипативные структуры имеют совершенно другую природу; они образуются и сохраняются благодаря обмену энергией и веществом с внешней средой в неравновесных условиях». Примером высоко кооперированных диссипативных жидких структур по Пригожину, служат ячейки конвективного перемешивания.

Добавим к этому вихри Ленгмюра, регулярные морские волны, струйные течения и, наконец, структуру Мирового океана в целом.

Случаи самопроизвольного перехода беспорядочного движения частиц жидкости в стройные и согласованные перемещения известны давно. Начиная с прошлого века опубликовано множество наблюдений за упорядоченным ячеистым перемешиванием различных жидкостей и газов. Если слой жидкости нагревать снизу или охлаждать сверху, движения ее частиц, возникающие под действием силы плавучести, пройдут несколько стадий развития. На первой стадии будет преобладать молекулярная диффузия частиц, к которой могут добавиться рассеянные, затухающие под действием вязкости турбулентные движения. На второй стадии при усилении нагрева возникнет гидродинамический кризис, резко усилятся турбулентные движения, появятся беспорядочные и подвижные вертикальные струи. Хаотичные подъемы сменятся погружениями равных объемов воды или газа.

Одновременно будет развиваться процесс эволюции — менее эффективные формы движения будут затухать, а более экономные, связанные с меньшим трением и большим переносом вещества и энергии, утвердятся. Эти упорядоченные формы появятся сперва хаотично в разных местах, как бы в результате случайных «мутаций», в виде неправильных многогранников с разной площадью поверхности и разным числом сторон. В центре многогранника жидкость в виде концентрированной струйки направится в сторону возрастания молекулярной вязкости (т. е. в воде в сторону меньшей температуры, а в газе — в сторону большей). По периферии многогранника осуществится встречное компенсационное движение воды. В целом возникнет замкнутая циркуляция в виде ячейки. Конец второй стадии характеризуется полурегулярным ячеистым режимом движения. Все ячейки приобретают почти одинаковую площадь поверхности и почти правильную форму выпуклых многогранников с 4—7 сторонами.

Вероятно, первым ячеистое, или мозаичное, перемешивание в слое мыльной воды, охлаждаемой сверху, наблюдал английский физик Дж. Томсон (лорд Кельвин), опубликовавший в 1881 г. статью «О меняющейся мозаичной структуре в некоторых жидкостях».

На следующей ламинарной стадии движения эволю-

ция упорядоченной конвекции продолжается до достижения постоянного режима правильных шестиугольных ячеек, получивших название ячеек Бенара, по имени французского экспериментатора. Его опыты были использованы Релеем, построившим первую математическую модель явления в 1916 г.

На четвертой стадии (примерно при десятикратном увеличении того количества энергии, которая должна переноситься конвекцией для поддержания стабильных условий) эффективный механизм упорядоченных ячеек не выдерживает нагрузки, возникающей из-за скорости и трения, и разрушается. Если раньше хаос сменился порядком, то в новых условиях опять торжествует хаос.

До недавнего времени оставалось непонятным, почему в природных условиях шестигранные ячейки никогда не наблюдаются в воде или в воздухе, но иногда проявляются в мозаичной структуре солончаковых почв или мерзлых грунтов, которая объясняется циркуляцией воды по капиллярам почвы. Причина открылась после того, как в 1960 г. Э. Палм¹ с помощью математической модели конвекции обнаружил, что ячеистая форма конвекции связана с зависимостью молекулярной вязкости от температуры. Как известно, в воздухе и в воде преобладает турбулентная вязкость, которая от температуры не меняется, а в капиллярах почвы — молекулярная, связанная с температурой. После открытия Палма, начиная с 1966 г. стали публиковаться результаты лабораторных опытов, в которых зависимость вязкости от температуры исключалась путем составления специальных смесей и использования специальных диапазонов температур (Кошмидер и др., 1966)¹. Оказалось, что в таких условиях упорядоченная конвекция проявляется в виде вытянутых вдоль поверхности жидкости конвективных полос, а не ячеек.

Интересно, что задолго до того еще Бенар и его последователи отмечали: в случае, если жидкость или газ принуждали к горизонтальному движению, ячейки перестраивались в конвективные полосы, вытянутые вдоль течения.

Очевидно, и в природных водоемах можно ожидать развития конвективных полос, а не ячеек. И такое явление

¹ Библиография в книге «Конвективное перемешивание в море» (ред. Д. А. Добровольский). М., 1976.

ние, впервые обнаруженное в 1938 г. и названное впоследствии вихрями Ленгмюра, действительно широко распространено в озерах, морях и океанах, где ширина полос достигает многих десятков метров.

При вихрях Ленгмюра толща воды под действием ветра и, возможно, при участии охлаждения разделяется на вытянутые вдоль ветра полосы. На поверхности границы полос видны как места скопления пены, саргассовых водорослей, листьев, мелких форм льда, специально рассыпанных индикаторов (опилок, поплавков). На этих узких границах происходит быстрое и концентрированное погружение поверхностной воды, которая стягивается к границе справа и слева. Скорость погружения составляет 1—10 см/с. Компенсационный подъем развивается на преобладающей части поверхности полос и происходит сравнительно медленно. В поперечном сечении полосы близки к квадратам и имеют отношение ширины к глубине около 1,1. Движение отдельной частицы воды в полосах совмещает в себе круговое и поступательное, так что ее траектория напоминает спираль проволоочной пружины. Вихри показаны на

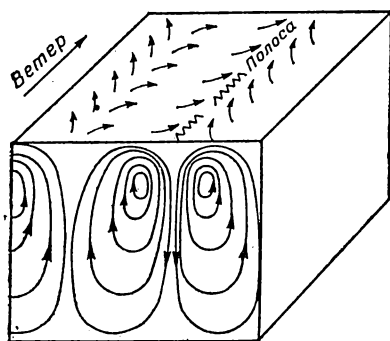


Рис. 20. Схема движения в вихрях Ленгмюра [А. И. Дуванин и др., 1974].

рис. 20, взятом из статьи А. И. Дуванина, В. М. Липунова, А. В. Шумилова [1974].

Конвективные полосы увеличивают скорость перемещения воды в 10—100 раз и, как начинают утверждать некоторые исследователи, служат основным фактором перемешивания в поверхностном слое океана.

Причины возникновения вихрей не вполне понятны. Предполагается, что начальным толчком к этому явлению может служить неустойчивость верхнего слоя океана, вызванная как причинами, влияющими на плотность (охлаждение, осолонение верхней пленки), так и сдвиговой неустойчивостью в спирали ветрового течения (это иная спираль, чем в вихрях Ленгмюра, см. рис. 19). Вероятно, ветровая спираль способствует возникновению

вихрей, но она в свою очередь должна испытывать их влияние и разрушаться при их развитии.

Другим процессом, препятствующим реализации спирали ветрового течения, служит морское волнение. Оно, как и вихри Ленгмюра, усложняет поступательное движение частиц воды, добавляя к нему вращение вокруг осей, расположенных на этот раз перпендикулярно ветру. В эволюции волн, как и в эволюции конвективных движений, возможен процесс отбора и приведение к однообразию. Этот процесс становится заметным при формировании правильных рядов зыби. Движение частиц в волнах может носить не только турбулентный, но и ламинарный характер, при котором не возникает никакого перемешивания кроме молекулярной диффузии. Киноаппарат через стеклянную стенку волнового лотка фиксировал поведение окрашенных полос, оставленных в воде крупинками краски аморант [Доброклонский, Контобойцева, 1973]. При прохождении спокойных умеренных волн окрашенные вертикальные полосы не разрушались, а изгибались вперед и назад, подобно колосьям пшеницы под ветром. При увеличении крутизны волн возникал верхний перемешанный слой, где окрашенные полосы разрушались и исчезали: под ним располагалась промежуточная зона, в которой полосы сохранялись частично, а глубже изгибающиеся полосы были видны отчетливо (рис. 21).

В волнах частицы воды движутся по орбитам, которые в первом приближении считают на глубокой воде круговыми. Частицы в верхних участках орбит приходятся на гребни волн. Вращаясь, они движутся в направлении бега волны, в нижних частях орбит частицы движутся в обратную сторону — против бега волны.

Строгое круговое движение частиц — в действительности лишь грубая идеализация волнового процесса. Поскольку радиусы волновых орбит уменьшаются с глубиной, слой воды между двумя орбитами с центрами, расположенными на одной вертикали, имеет в верхней части орбит, т. е. у гребня, большую толщину, чем в нижней части, т. е. у подошвы. Но у гребня вода движется в сторону бега волны, значит, перенос ее в этом направлении, — больший по объему, чем возвратное движение у подошвы. По этой причине в любой волне, подгоняемой ветром, или в мертвой, штилевой, зыби, существует волновое течение, по направлению совпадающее с бегом

волны, но более медленное. Это течение математическим путем найдено в 1847 г. Дж. Стоксом. А пересказанное выше физическое объяснение ему дал в 1954 г. В. В. Шулейкин. Г. Н. Иванов провел в 1965 г. расчеты, в которых сопоставил нагон воды, создаваемый ветровым и волновым течением. Результаты оказались неожиданными: в мелких морях волновое течение настолько превышает

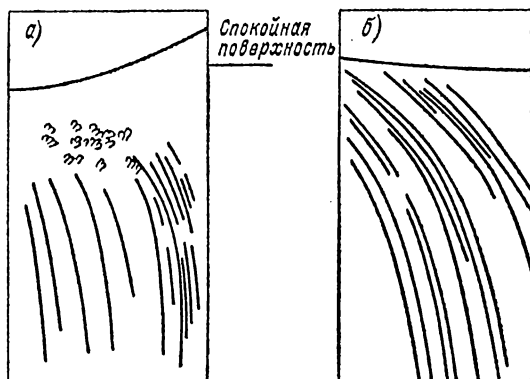


Рис. 21. Кинесъемка показала, что линии окрашенной воды изгибаются, но не исчезают после прохождения 10 волн и более (на рисунках — там, где сохранились линии, нет турбулентного перемешивания).

а — высокие и крутые волны создают перемешивание в верхнем слое; б — высота волн уменьшена в 10 раз, признаков перемешивания нет [С. В. Доброклонский, Н. В. Контобойцева, 1973].

ветровой дрейф, что последним можно пренебрегать. Иначе обстоит дело в глубоких морях. Поскольку орбиты волновых движений быстро затухают с глубиной, то волновое течение захватывает лишь тонкий поверхностный слой воды и имеет малый расход.

Никто не пытался строить карты скорости и расхода волнового переноса в открытом глубоком океане, пока в связи с проблемой загрязнений динамика верхнего тонкого слоя воды не стала привлекать к себе внимания. С. В. Голосков [1975] построил карты волнового переноса для Атлантического и Индийского океанов. Карты показали пренебрежимо маленькие расходы, но удивительно высокие скорости волнового переноса, особенно в области развития коротких волн. Скорость переноса

на поверхности океана выражается для глубокой воды без учета вязкости формулой

$$u_0 = 1,23h^2\lambda^{-1,5}, \quad (67)$$

где h — высота волны, λ — длина волны.

Одна из карт С. В. Голоскова показана на рис. 22.

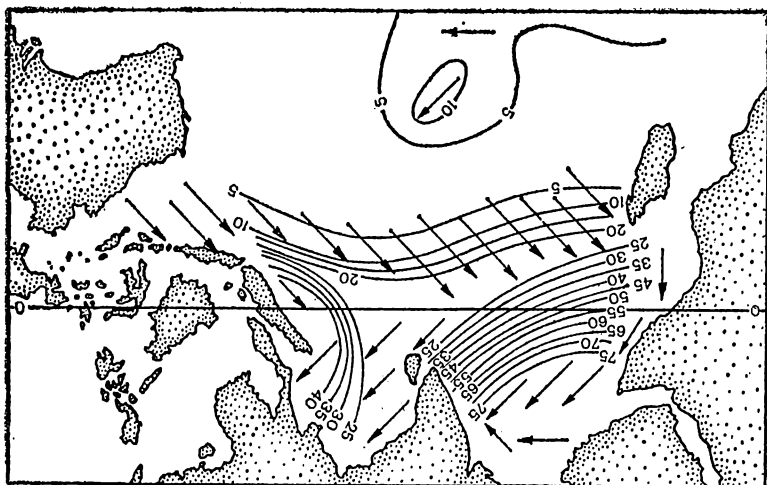


Рис. 22. Скорость (в см/с) и направление (стрелки) течений, вызванных волнами, на поверхности Индийского океана в марте — мае, обеспеченность 50% (по С. В. Голоскову, 1975).

Дыхание океана

Молекулярный (ламинарный) пограничный подслои играет важную роль в обмене океана с атмосферой не только энергией, но и веществом. Исключительно важен для жизни океана и биосферы газовый обмен — кислородом и углекислым газом, т. е. дыхание океана.

Аналогично уравнению скорости изменения температуры (50) можно получить и уравнение скорости изменения концентрации вещества. Для этого коэффициент температуропроводности μ заменим на коэффициент молекулярной диффузии D . Из условия стационарности следует, что распределение концентрации вещества в молекулярном подслое имеет вид прямой линии. Поэтому поток вещества через этот подслой описывается

простым уравнением (положительное — направление вниз):

$$q = E \frac{D}{\delta} (c^0 - c^*) \equiv EK_d (\alpha c_a - c^*), \quad (68)$$

где c^0 , c^* и c_a — концентрация вещества соответственно на внешней границе (с воздухом), на внутренней (нижней) границе подслоя и в атмосфере, α — коэффициент растворимости вещества, E — некий интегральный коэффициент, отражающий влияние на поток q превращений вещества в результате химических и биохимических реакций, δ — по-прежнему толщина пограничного подслоя, параметр $K_d \equiv D/\delta$ называют по разному: коэффициентом обмена, массопереноса, а химики иногда коэффициентом скорости диффузии.

Поскольку коэффициент молекулярной диффузии значительно (почти в 100 раз) меньше коэффициента температуропроводности, можно ожидать, что толщина молекулярного пограничного подслоя, определенная по диффузии вещества, окажется меньше, чем определенная по температурным микропрофилям. Таким образом, холодная однородная пленка включает в себя микрослои различной толщины — от молекулярно-диффузионного подслоя толщиной, по современным оценкам, порядка 10^5 молекулярных диаметров до аномального автоадсорбционного, структурно упорядоченного слоя воды толщиной порядка 10 молекулярных диаметров и мономолекулярной, толщиной в один молекулярный диаметр, пленки адсорбированных ПАВ.

Непосредственно измерить толщину δ диффузионного подслоя не удастся. Но радиоизотопная техника позволяет сравнительно просто определить численное значение множителя EK_d в уравнении (68). Тогда, если считать, что $E=1$, легко определить толщину подслоя $\delta = D/EK_d$, так как известны значения коэффициента диффузии D кислорода, CO_2 и других веществ. Однако оказалось, что не всегда можно принимать $E=1$. Для CO_2 , например, E может достигать 5—10, а максимально возможное его значение (в озерах), как показано теоретически, составляет 21. Эту трудность стали обходить, используя вместо ^{14}C изотопы инертных газов радон-222 и гелий-3, для которых заведомо $E=1$.

В зависимости от перемешивания, скорости ветра и характера волнения (состояния поверхности) толщина подслоя оценивается 0,01—1 мм, а в среднем 0,1 мм. Измерения в Тихом океане [Peng e. a., 1974] (высокие коэффициенты турбулентной диффузии) привели к оценке $\delta=0,02$ мм, а в озерах (слабое перемешивание) $\delta=0,8$ мм. Оказалось, что толщина подслоя уменьшается пропорционально квадрату скорости ветра над водной поверхностью (на высоте 10 см).

Хотя толщина диффузионного подслоя, как мы видим по этим оценкам, мала, можно полагать, что в действительности она еще на порядок меньше. Эти сомнения в точности оценок δ связаны с тем, что величины коэффициентов молекулярной диффузии D определяют для «объема» воды, а в пограничном подслое условия совсем иные. Основная сложность, по мнению Р. Хорна [1972], возникает из-за структурной упорядоченности воды в тончайшем пограничном слое, которая должна резко замедлять диффузию. Рассчитывать эту поправку пока не удастся, однако Р. Хорн считает, что оценки скорости диффузии и, следовательно, толщины диффузионного подслоя завышены в 10 раз. Тогда толщина подслоя должна составлять 0,001—0,1 мм и в среднем всего лишь 0,01 мм. Когда с этим размером становится сопоставима толщина пленки загрязнения поверхности нефтью и маслами (больше 0,001 мм), она начинает заметно влиять на скорость обмена газами между океаном и атмосферой, и при толщине слоя машинного масла, на порядок превышающей максимальную толщину диффузионного подслоя δ , т. е. 1—2 мм, кислород через эту пленку совсем не проникает. Некоторые ПАВ вдвое понижают скорость массопереноса газов при почти мономолекулярной пленке загрязнителя. Еще недавно этот эффект использовали (применяли цетиловый спирт), чтобы уменьшить испарение или уничтожить личинки комаров в малых водоемах, но общие экологические последствия оказались плохими.

Все немногочисленные пока определения потока O_2 и CO_2 через пограничный подслей в океане дают величины, лежащие в довольно узком интервале колебаний: для кислорода [Хорн, 1972] от 0,1 до 2 г O_2/m^2 в день и для CO_2 от 0,3 до 1,1 г C/m^2 в день [Schindler, 1975]. Согласно наблюдениям и подсчетам Ю. И. Ляхина [1975], в центральной части тропической Атлантики око-

ло 40% фотосинтетической (первичной) продукции органического вещества создается за счет углерода CO_2 атмосферы. Время, необходимое для полного обновления CO_2 атмосферы (время оборота), по современным оценкам, составляет всего 5,5 лет, а в гидросфере — 300 лет. Время оборота кислорода в атмосфере — больше 3000 лет.

Интересно сравнить все эти данные по потоку CO_2 через пограничный подслои океана с данными о поступлении в атмосферу CO_2 при сжигании топлива и в результате прочей деятельности человека. Скорость такого поступления CO_2 оценивается примерно в $5 \cdot 10^9$ т углерода в год, а к 2000 году, как полагают многие ученые, она превзойдет $1 \cdot 10^{10}$ т С/год, а это составит более 1% имеющегося в атмосфере. Однако если приведенную выше оценку потока CO_2 через пограничный подслой ($0,3\text{—}1,1$ гС/м² в день) распространить на всю площадь Мирового океана ($3,61 \cdot 10^8$ км²), то получим величины $4 \cdot 10^{10}\text{—}1,4 \times 10^{12}$ т С/год. То есть пропускная способность пограничного подслоя достаточна, чтобы справиться со все возрастающим антропогенным потоком CO_2 . Правда, одновременно возрастает антропогенная (нефть и масла) пленка, сильно снижающая эту пропускную способность. Но все-таки наиболее узкое место в процессе поглощения CO_2 из атмосферы океаном — не пограничный подслой, а обмен с глубинными водами. С этим и связано беспокойство ученых: не нарушает ли человек природный ритм дыхания океана, что может иметь существенные экологические последствия. Беспокойство касается обоих газов — углекислого и кислорода.

Океан, парниковый эффект атмосферы и вмешательство человека в биогеохимические циклы

Один из создателей физической химии Сванте Аррениус показал, что изменения содержания CO_2 в атмосфере могут быть причиной климатических изменений. Г. Пласс [Plass, 1956], изучавший способность CO_2 поглощать длинноволновое излучение, выдвинул гипотезу, согласно которой глобальная цикличность содержания CO_2 в глубинах океана и в атмосфере может вызывать в радиационном балансе поверхности планеты колебания с периодом порядка 10 000 лет, что, возможно, является причиной периодических изменений климата и чередования

ледниковых и межледниковых эпох — особенности последнего миллиона лет геологической истории Земли.

Радиационный баланс поверхности планеты складывается из поглощаемой солнечной радиации и собственного теплового излучения. Оба потока отличаются длиной электромагнитных волн, которая зависит от температуры поверхности изучающего тела: чем она выше, тем короче волны.

Поскольку температура поверхности Солнца около 6000°C , длина волн солнечной радиации в основном (99%) приходится на диапазон $0,17\text{—}4\text{ мкм}$, а максимум на $0,35\text{—}0,75\text{ мкм}$, т. е. на видимую часть спектра — свет. Температура же поверхности Земли, поддерживаемая солнечной радиацией и теплом из недр, лежит в пределах от 40 до -40°C , и поэтому максимум излучения падает на волны длиной $9\text{—}12\text{ мкм}$. Именно на длинноволновую инфракрасную часть спектра и приходится поглощение электромагнитных волн молекулами CO_2 . Таким образом, слой углекислого газа в атмосфере действует, как стеклянная крыша в оранжереях и парниках: пропускает солнечную радиацию, но не пропускает (наружу) тепловое излучение поверхности Земли. В атмосфере есть и другая основная «парниковая крыша»: трехатомные молекулы водяного пара. По данным некоторых исследователей, в результате парникового эффекта в атмосфере задерживается 78% земного излучения. Из них водяным паром — 60%, а углекислым газом — 18%. Если бы из атмосферы исчез углекислый газ, то средняя годовая температура на поверхности Земли понизилась бы на 21°C , а если бы его количество, наоборот, удвоилось, — то повысилась бы на 4°C .

Разница в средней годовой температуре 4°C — много это или мало? Мало для того, чтобы мы сразу ее почувствовали: за такую ошибку мы даже не ругаем бюро прогнозов погоды. Но этого больше чем достаточно для того, чтобы послужить толчком спускового крючка, за которым должна автоматически последовать кардинальная перестройка современного климата Земли, находящегося в неустойчивом состоянии.

По расчетам М. И. Будыко [1973], если температура воздуха над Северным Ледовитым океаном даже в течение трех летних месяцев будет выше обычной на 4°C , морские льды четырехметровой толщины растают за четыре года. Дальше события должны разворачиваться

с ускорением, подобно взрыву. Поскольку уменьшится отражение солнечных лучей льдами, увеличится их поглощение — вода отражает лучи приблизительно в восемь раз хуже, чем лед. Увеличение поглощения солнечной радиации на 1% повышает среднюю температуру пограничного слоя воздуха на 1—2°C, что в свою очередь усиливает таяние льдов. С исчезновением льдов температура воздуха на Северном полюсе, по расчетам М. И. Будыко, будет равна летом 5°, а зимой —5°. С повышением температуры усиливается выделение CO₂ из воды. В конце концов мы вернулись бы к устойчивому тепловому климату третичного периода, когда леса покрывали Шпицберген, другие арктические острова и даже Антарктиду, а уровень океана был значительно выше современного и на месте многих современных равнин суши простирались бы моря.

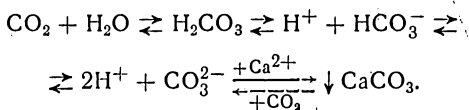
Однако каждый из трех факторов — увеличение количества CO₂, температуры и площади, занимаемой растительностью, — способен значительно увеличить масштабы фотосинтеза органического вещества, а следовательно, и потребления CO₂. Совместно же они способны увеличить эти масштабы в такой степени, что мало-помалу количество CO₂ в океане и атмосфере катастрофически упадет и начнутся изменения климата по этой же схеме, но в обратном направлении — в сторону противоположного относительно устойчивого состояния: похолодания и ледниковой эпохи. Эти изменения в свою очередь должны протекать до тех пор, пока в результате понижения температуры, количества CO₂ и площади растительности скорость потребления CO₂ не окажется ниже скорости его образования, которое происходит в основном вследствие окисления органического вещества до CO₂ гетеротрофными (т. е. питающимися готовым органическим веществом) микроорганизмами, а также вследствие вулканических выделений (в среднем около 10⁸ г CO₂ в год). С этого момента постепенно начнется новая фаза цикла.

Именно в этот климатический цикл, по мнению многих ученых, и вторгся непрошенный гость — человек как гетеротроф, который по своему быстро растущему могуществу скоро приблизится к бактериям.

Подсчитав количество CO₂, выделившееся в атмосферу в результате хозяйственной деятельности человека, некоторые зарубежные ученые предсказали значительное

потепление и начало переселения в 70-х годах в Европу африканских животных. Однако этого не произошло. Уравнение (68) подсказывает, куда делась основная часть избытка CO_2 : ее поглотил океан.

Коэффициент растворимости CO_2 очень высок, он в несколько раз выше, чем у остальных газов атмосферы. Значительная доля молекул CO_2 химически связывается водой в угольную кислоту H_2CO_3 , которая диссоциирует до бикарбонат-ионов (HCO_3^-), а они — до карбонат-ионов (CO_3^{2-}). Последние же связываются ионами кальция в нерастворимый CaCO_3 , оседающий на дно океана и образующий известковые породы



Эта равновесная карбонатная система, призванная автоматически регулировать концентрацию водородных ионов и неорганических соединений углерода, включая CO_2 [Лебедев и др., 1974], все же частично работает как насос, перекачивающий на протяжении сотен миллионов (а возможно, и нескольких миллиардов) лет CO_2 из океана и через океан из атмосферы в донные отложения.

За геологическую историю Земли этот химический насос «перекачал» из атмосферы в геохимический тупик — в отложения CaCO_3 — в десять тысяч раз больше углекислого газа, чем сейчас имеется в атмосфере.

С другим, биохимическим, звеном углеродного цикла происходит то же самое. Биохимический насос путем фотосинтеза трансформирует CO_2 в органическое вещество (его в океане порядка 10^{12} т), которое посредством пищевых цепей включается в биомассу всех организмов, содержащую около 10^{10} т углерода, и в биомассу растительных и живых организмов суши, заключающую в себе порядка 10^{12} т углерода. Отмершие организмы (детрит), его в океане порядка 10^{11} т, согласно схеме безотходной природной технологии, должны разлагаться с окислением органического вещества бактериями-гетеротрофами вновь до CO_2 . Так и должен замкнуться углеродный цикл. Но в этом канале цикла тоже есть ветка, ведущая в геохимический тупик: захоронение органического вещества и его трансформация без окисления. Количество этих ископаемых продуктов трансформации — нефти

и угля (порядка 10^{15} т), образовавшихся в конечном счете из CO_2 , в тысячу раз больше, чем современное содержание CO_2 в атмосфере. Полагают, что если бы не эти тупики, то количество CO_2 в атмосфере Земли составляло бы 10^{17} тонн, как на Венере, где, заметим, поэтому температура 470°C . Биогеохимический цикл углерода и регулирование океаном количества CO_2 в атмосфере можно описать с помощью математических моделей, реализуе-

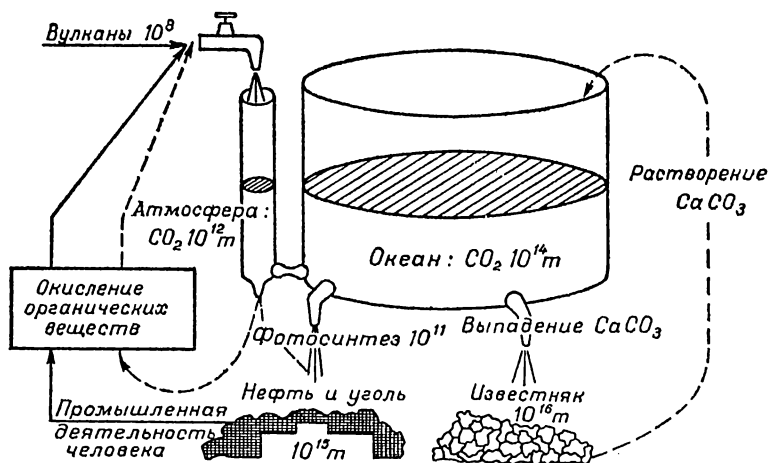


Рис. 23. Гидродинамическая модель обмена CO_2 между атмосферой и океаном и углеродный цикл.

мых на ЭВМ (см., например, сборник [Ниуль (ред.), 1978]). Здесь мы ограничимся самой простой и наглядной гидродинамической моделью в виде сообщающихся сосудов с источниками и стоками воды (рис. 23), количество которой «изображает» количество CO_2 , содержащегося в разных «резервуарах» планеты.

Резервуар «Океан» вследствие высокой растворимости CO_2 содержит в 100 раз больше воды — CO_2 , чем сообщающийся с ним резервуар «Атмосфера». Допустим, что в резервуаре «Атмосфера» уровень воды — CO_2 внезапно повысился вдвое. Ответом модели на такое импульсное возмущение будет поток воды — CO_2 из первого резервуара во второй. Через некоторое время, зависящее от разности уровней в сосудах и сечения соединительной трубки (поток по уравнению (68) и обмен поверх-

постных и глубинных вод), уровень воды в узком резервуаре «Атмосфера» заметно понизится, но в очень широком резервуаре «Океан» (количество воды — CO_2 в нем в 100 раз больше) соответствующее повышение уровня воды будет почти не заметно на глаз. И все же даже это незаметное повышение уровня во втором сосуде приведет к тому, что ускорится сток воды из него через каналы, изображающие отложение органического вещества и известняка. Уровни воды в обоих сосудах займут прежнее положение (эквивинальность). Для устойчивого повышения уровня в резервуаре «Атмосфера» надо, чтобы очень сильно увеличился поток воды из крана (рис. 23) и чтобы соединительная трубка имела малое сечение (в оригинале — пленка загрязнений или слабое перемешивание).

Однако даже значительное антропогенное повышение количества CO_2 в атмосфере не гарантирует потепления климата. Деятельность человека многосторонне изменяет природные условия, и некоторые из этих изменений, наоборот, содействуют похолоданию климата, в качестве конечной причины похолодания указывают опять-таки на сжигание топлива. Ведь при этом атмосфера запыляется, а это препятствует проникновению солнечной радиации к поверхности Земли. Прошло уже больше 30 лет, как измерения средних температур в северном полушарии показали, что курс в тенденции сменил направление „потепление” на направление „похолодание”, и сколь долго продержится этот курс — никому не известно. Но можно ожидать, что появятся прогнозы переселения европейских животных в Африку.

Мы же попытаемся обратить внимание на один, видимому, более существенный аспект биогеохимического цикла углерода, в который вмешался человек. На протяжении, по крайней мере, второй половины геологической истории Земля в круговороте углерода существовали геохимические тупики. В эти тупики из атмосферы и океана углекислый газ непрерывно перекачивается в виде двух мощных потоков — химического и биологического, и сейчас в активном обращении находится только сотая или даже тысячная доля главного элемента жизни — углерода. Подавляющая его часть захоронена в кладовых природы, откуда его не удастся вернуть в цикл основной преобразующей силе биосферы — микроорганизмам, а тем более — рекам и вулканам. Но

углеродный голод не угрожает биосфере: в результате промышленной деятельности человека все большее количество захороненного углерода возвращается в его природный круговорот в виде CO_2 . В программе, „составленной” природой, предусмотрен и этот сложный этап — для преодоления его потребовался разум и труд. Но не „зарвется” ли человек и, сжигая все для своих нужд, не доведет ли количество CO_2 в атмосфере в конце концов до Венерианского уровня и соответственно температуру—до 470°C ? На этот случай в природе предусмотрен следующий предохранитель — кислородный дефицит. Таким образом, с ликвидацией проблемы углеродного голода одновременно возникает новая проблема: не замкнет ли человек весь цикл биогеохимической истории, которая началась с анаэробного (бескислородного) состояния. Ведь циклы углерода и кислорода сопряжены. На образование CO_2 кислород расходуется в пропорции к углероду (в весовых частях) 2,6:1. Однако действительный его расход еще выше.

Потоки и метаморфозы на границе

Говоря о новом мощном биогеохимическом факторе — человеке, мы ограничились пока его влиянием на циклы углерода и кислорода. Между тем при сжигании топлива образуются и поступают в атмосферу наряду с CO_2 токсичные соединения серы и азота, а также сравнительно экзотические элементы — свинец, мышьяк, бериллий, германий, вольфрам и др. В. А. Ковда [1976], с обзорной статьей которого мы рекомендуем ознакомиться всем интересующимся вопросом охраны природы и биогеохимическими циклами, отмечает, что «влияние дополнительных масс этих „экзотических” элементов в воде и воздухе для нас еще мало известно, а то, что известно, очень тревожно».

Современное хозяйство создает огромные массы поступающих в атмосферу и через нее в океан тонкодисперсных твердых частиц (пыль, зола, сажа, ДДТ и т. п.), объединяемых общим термином — аэрозоли. Среди них особое место занимают продукты эрозии почв, лишенных растительного покрова. Эрозия почв усилилась до 1—2 мм в год вследствие уничтожения лесов, выжигания саванн, распашки степей и прерий. Со спутников регистрировались пыльные бури потрясающих масштабов.

В пограничный подслон океана поступает машинное масло и нефть — особенно при крушении танкеров. Разработка залежей нефти на шельфе резко увеличит этот вид загрязнений.

Хотя поступление антропогенных загрязнений составляет внушительные цифры, естественные катастрофические загрязнения не менее внушительны. Так, один только вулкан Котонахи выделял CO_2 порядка 10^{16} т/год. Вулканический пепел и продукты извержения разносятся в атмосфере иногда на значительное расстояние. В 1912 г. после извержения вулкана Каймай на Аляске в более чем 10 000 км от него, под Петербургом, прозрачность атмосферы уменьшилась вдвое, а поступление солнечной радиации — на 80%. Обычным источником загрязнения атмосферы и понижения температуры воздуха являются лесные пожары.

Но и без катастрофических явлений существует достаточно крупномасштабный непрерывный и периодический перенос вещества через атмосферу в океан. Весенние и осенние пыльные бури в Сахаре переносят к водам северо-западной Африки значительные массы материала. В это время на палубе проходящих здесь кораблей в сутки оседает до 10—15 г пыли на 1 м². Как показали наблюдения Д. Неринга [Nehring, 1976], при осаждении аэрозолей на поверхность воды в течение первого же часа из каждого грамма частиц поступает в воду 16 мкг фосфатного фосфора, больше 50 мкг азота нитратов и около 100 мкг аммиачного азота, а кроме того, металлы (270 мкг цинка, 17 мкг свинца, 8 мкг меди и т. д.). Это существенный источник биогенных и других элементов в активном слое, и, по мнению Неринга, именно он вызывает вспышку жизнедеятельности фитопланктона в этом районе. Однако хорошо известно, что основная причина высокой первичной продукции в этом районе — подъем глубинных вод у побережья. Интересно, что и другой знаменитый своей продуктивностью район — перуанский апвеллинг — соседствует на суше с пустыней (Атакама). Принесенные с суши минеральные частицы обнаруживаются в донных осадках даже центральных районов южной части Тихого океана — наиболее удаленных от континентов.

Другим важным источником поступления веществ в океан служат атмосферные осадки. Капли адсорбируют примеси, находящиеся в воздухе, и в атмосферных

осадках обнаруживаются соединения азота и органическое вещество в концентрации, даже превышающей концентрацию их в верхнем слое морской воды.

Таким образом, через верхний пограничный слой океана совершается обмен веществами не только с атмосферой, но и с сушей. Мы не случайно говорим именно об обмене, а не просто о переносе в океан. Океан в свою очередь поставляет в атмосферу и через нее на сушу не только кислород и CO_2 , но и другие газообразные соединения, а также соли. Так что иногда говорят о солевом дыхании океана. Это дыхание обнаруживают не только ученые, путем расчетов. Следы его видят часто жители приморских районов и даже областей, удаленных от океана и морей. Так, в Саратовской области наблюдали 7—9 апреля 1950 г. следующее явление, которое академик К. К. Марков посчитал столь интересным, что описание его воспроизвел в своей книге по палеогеографии: «Предметы начали покрываться беловатым кристаллическим налетом, похожим на иней или изморозь. На многих предметах осадок был настолько обильным, что покрывал их толстым слоем, и на вкус оказался горько-солончатым» [1960, стр. 127]. Соли принес ветер, гулявший над Каспийским морем с 4 по 9 апреля.

Солевое дыхание океана признается столь мощным, что некоторые ученые [Россби, 1963] считают именно его причиной образования солончаковых пустынь. Показательны максимальные оценки солевого выноса с поверхности океана. Согласно расчетам Р. И. Грабовского [1953], в год выносятся около 27 млрд. т солей. Это на порядок больше, чем количество солей, приносимых реками в океан (2,3 млрд. т)! Но даже умеренные и скромные оценки говорят об одном порядке величин.

На рис. 24 показано распределение концентрации морской соли в воздухе в зависимости от расстояния (высоты) от поверхности океана.

Как же поступают соли с поверхности океана в атмосферу? Очевидный путь — разбрызгивание соленой морской воды на несколько метров в высоту во время прибоя или сильного ветра. Но, оказывается, кроме этого грубо механического способа есть и более тонкий, повсеместный: лопание пузырьков воздуха. Но много ли солей могут „перетаскать” пузырьки и высоко ли они поднимут соли? Расчеты показали, что за сутки пузырьки

поставляют в атмосферу до 0,01 мкг солей с 1 м² поверхности. В сумме с поверхности океана это составляет 1—10 млрд. т солей в год! А высота, на которую пузырьки забрасывают соли, составляет от десятков сантиметров до 1 км. Последнее, конечно, с помощью потоков воздуха. Изучить, как это происходит, удалось Макинтайру и Бланчарду путем экспериментального моделирования на установке „микроокеан” и скоростной фотографии.

«Происхождение свободных, видимых простым глазом воздушных пузырьков в океане кажется несколько таинственным», — пишет Р. Хорн [1972], рассматривая физику пузырьков. Действительно, образование пузырьков при сильном перенасыщении воды кислородом возможно лишь на весьма ограниченных участках океана с очень большой первичной про-

дукцией. Они образуются также при опрокидывании волн и захвате при этом воздуха, при локальном падении давления вследствие интенсивного движения вод. Но основным источником образования пузырьков микроскопического размера служат вездесущие внутренние поверхности раздела воды — со взвесями и микроорганизмами. Оторвавшись от их поверхности (рис. 25), газовый микропузырек, заключенный в оболочку ПАВ морской воды, поднимается вверх, адсорбируя по пути из окружающей его воды органические вещества и даже взвеси и живые бактерии. Многочисленные эксперименты показали, что таким образом, на „воздушном шаре”, могут перемещаться в пограничный подслон биогенные элементы, особенно фосфаты. Поскольку по мере подъема микропузырька вверх гидростатическое давление падает, газ пузырька расширяется, т. е. его размер и подъемная сила

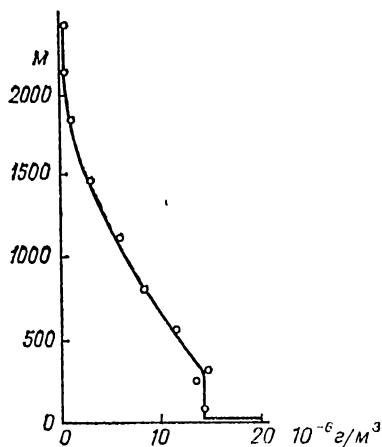


Рис. 24. Распределение соли в атмосфере над морем. Кружки — осредненные данные (по Р. Хорну, 1972), кривая — модельный профиль.

увеличиваются, он разгоняется до 10 см/с и, как броневой снаряд, легко пробивает пограничный подслой. Взрыв пузырька выбрасывает в воздух раздробленную на мельчайшие капли (диаметром 0,001—0,01 мм) верхнюю часть его оболочки — пленки. Эти пленочные капли и поднимаются воздушными потоками над поверхностью

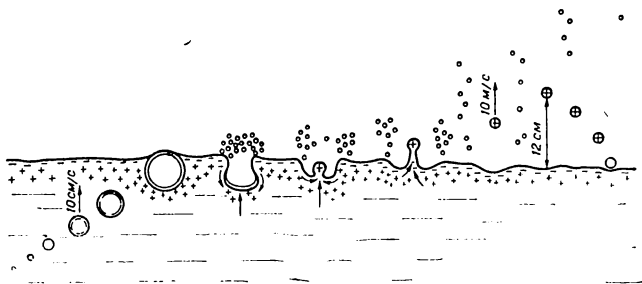


Рис. 25. Воздушный пузырек пробивает пограничный слой и поставляет морскую соль в воздух (по Р. Хорну, 1972).

моря до 1 км. На дне взорвавшегося пузырька образуется и выбрасывается вверх со скоростью 1000 см/с капля диаметром 0,1 мм. Эта „тяжелая” капля, несущая 0,03 мкг солей, пролетает вверх до 10 см.

Бланчард, тщательно изучавший реактивные капли, отмечает, что, поскольку они образуются на дне взрывающегося пузырька, из двойного электрического пограничного слоя в каплю втягиваются воды нижней „обкладки конденсатора”, несущие положительный заряд. Аэроионам часто приписывают целебное действие морского воздуха. Таким образом в атмосферу переносятся не только вещества, но и электрический заряд. Поверхность всех аэрозолей в сотни тысяч раз больше поверхности Мирового океана.

В 1949 г. М. В. Левитский, а затем и другие советские исследователи (Г. Е. Немерюк, С. В. Бруевич и В. Д. Корж) обнаружили, что при испарении воды, даже без каких-либо лопающихся пузырьков, в воздух попадает значительное количество солей: в конденсатах атмосферной влаги найдено 0,01—1 мг/л солей. Кое-какое удовлетворительное объяснение столь необычно большому выносу солей путем простого физического ис-

парения нашли. Предполагают, что выносятся гидратированные ионы, т. е. испаряется вода, а ионы, связанные с ней, хоть и слабо, тоже поднимаются, как на воздушных шарах. При этом по непонятным причинам происходит закономерное изменение солевого состава морской воды: как показано В. Д. Коржем [1976], соотношение концентрации отдельных солей в атмосферной влаге равно их соотношению в морской воде, взятому в степени $2/3$. Этому „закону $2/3$ ” удовлетворительного объяснения, несмотря на попытки, так до сих пор, найти и не удалось. Но свой закон В. Д. Корж использовал, чтобы оценить долю элементов (отдельных и в сумме) морского происхождения в реках континентов. Получилось, что в реках до 15% солей (в среднем, а бор, иод, хлор и некоторые другие — в основном) поступили с поверхности океана.

Пена

Когда на поверхности моря появляются белые барашки и ветер срывает их, моряки знают: скорость ветра достигла 8 м/с. Скопище воздушных пузырьков в оболочке из органической пленки, появляющееся при опрокидывании волн, образует пену. Пузыри лопаются обычно быстрее чем за минуту, совершая свое великое дело, которое мы описали выше. Пену, время жизни которой исчисляется секундами, океанологи называют динамической: это барашки волн, буруны, прибойная пена. Иногда шторм взбивает стабильную пену, хлопья которой или целые поля могут сохраняться в море и у берега в течение минут и часов. Сорванные хлопья пены ветер забрасывает на большое расстояние от берега. Иногда они висят на проводах и портят линии электропередачи. Известны случаи, когда хлопья падали на рельсы, и пленки „мыльных пузырей” заставляли буксовать поезда. Ю. П. Зайцев [1974] отмечает биологическую активность пены: в малом количестве она стимулятор, а в большом — ингибитор; она вызывает покраснение и приток крови к коже, некоторые рыбаки натираются ею, чтобы вылечить от ревматизма.

Именно на стабильной пене, собранной в заливах Каспийского моря, и были проведены Б. А. Скопинцевым [1939] первые химические анализы. Этим

было положено начало химии морского поверхностного подслоя, которая теперь очень интенсивно развивается. Концентрация органического вещества, определенная Б. А. Скопинцевым по перманганатной окисляемости, оказалась в пене в 20—30 раз выше, чем в воде. Повышена в ней также концентрация аммония и фосфатов, что, учитывая рассказанное в предыдущем разделе, вполне понятно. Однако найденные в пене высокие значения концентрации бактерий были отнесены тогда к числу недоразумений: считалось, что в пограничном подслое больших водоемов жизнь невозможна из-за волн и главным образом из-за губительных ультрафиолетовых солнечных лучей, поглощаемых верхним 10-сантиметровым слоем воды.

Интереса особого такая „пустыня“ к себе не вызывала, и через 20 лет после пионерной работы Б. А. Скопинцева жизнью в пограничном подслое интересовались во всем мире только два биолога: А. И. Савилов в Институте океанологии АН СССР и Ю. П. Зайцев на Одесской биологической станции АН УССР. Они и обнаружили, что жизнь в пограничных подслоях океана и атмосферы (нейстон, от греч. неин — плавать) действительно богата, разнообразна и исключительно важна для населения остальной толщи вод. С тех пор пограничный подслей и пена привлекли внимание биологов и химиков. Прямыми измерениями органического углерода подтвердилось концентрирование органики [Бордовский и др., 1979]. В составе вещества пены нашли многие органические соединения, получили доказательства трансформация их в пене, фракционирование ионов металлов, как при флотации. Были выделены не только органические, но и минеральные ПАВ, которыми оказались алюмосиликаты типа $\text{Na}_2\text{Al}_4\text{Si}_{40}\text{O}_{141}$, стабилизирующие пену [Голованов, Бутенко, 1975].

Удалось изучить химический состав не только стабильной, но и динамической пены [Голованов, Буденко, 1975], а также дать эмпирические соотношения для расчета толщины пенного слоя, суммарной площади пузырьков в пене, доли площади поверхности моря, покрытой пеной. Сведения об этом обобщены в статье Ю. И. Ляхина [1975], уже упоминавшейся.

В стабильной пене и в пограничном подслое 0,15 мм — 2 см А. В. Цыбань обнаружила количество гетеротрофных микроорганизмов, в сотни и даже в тысячи раз большее, чем на глубине 50 см и ниже. Нигде больше в океане не встречается такое количество бактерий. Именно они образуют первый трофический уровень пищевой цепи нейстона, и на этом фундаменте держится вся пирамида биомасс сообщества пограничного подслоя. Второй трофический уровень составляют простейшие, питающиеся бактериями. А водоросли — первый трофический уровень и фундамент экосистемы океана — в пограничном подслое оказываются ненужными: где бы они ни произвели и ни выделяли растворенное или взвешенное органическое вещество, оно все равно концентрируется в пограничном подслое в количестве, превышающем, по крайней мере, на порядок то, что наблюдается в других слоях. Водоросли здесь обычно и не обитают. Однако отдельные виды мелких жгутиковых (полурастительные-полуживотные организмы) иногда бешено развиваются в пограничном подслое толщиной несколько сантиметров, отравляя все вокруг. При этом вода окрашивается в красный цвет (красный прилив) и на поверхность всплывают брюхом вверх миллионы мертвых рыб и планктонных организмов. Запах гниющей рыбы и сероводорода распространяется над поверхностью океана иногда на десятки километров. Этот и более мелкие потоки трупов, направленные из глубины к поверхности раздела океан — атмосфера, и разложение их на этой границе — особенность пограничного слоя.

Особенно же интенсивно концентрируется в пограничном подслое икра рыб, всплывающая благодаря содержанию легкой жировой капли, а также личинки и мальки, входящие в третий трофический уровень пограничного подслоя. Ю. П. Зайцев обнаружил в Азовском море в слое 0—5 см 18 603 личинки крабов в 1 м³ воды, а в слое 5—25 см только 63 личинки, в слое 25—45 см — 30 личинок в 1 м³. Он называет тонкий поверхностный слой важнейшим питомником и инкубатором морей и океанов, отданным природой в распоряжение молоди.

Но почему же природа поместила детский сад и ясли в самом опасном месте, где гуляют волны и поглощаются губительные ультрафиолетовые лучи? Оказалось, что

волнение — не помеха, наоборот, оно способствует газообмену и концентрированию необходимых элементов на поверхности. Что же касается губительности ультрафиолетовых лучей, то Ю. П. Зайцев [1970, 1974] обнаружил, что эти выводы сделаны на основании лабораторных моделей, не подобных оригиналу: в выставленных на солнечный свет сосудах вода перегревалась и ухудшался газовый режим. Когда это было устранено, личинки развивались на свету нормально.

Гибель организмов пограничного подслоя и изъятие их оттуда происходят в результате либо естественной смертности, либо выедания их снизу (рыбами и другими организмами-мигрантами) или сверху (птицами).

Биологи, как и физики с химиками, выделяют в районе контакта атмосферы и воды два пограничных подслоя, неравных по значению и обилию организмов. Один — слой воздуха, примыкающий к поверхностной пленке воды. Обитающие здесь организмы (в основном, насекомые) — эпинеuston — используют поверхностное натяжение пленки и бегают по ней сверху. Они могут жить там постоянно или выходить на поверхность эпизодически.

В качестве примера организмов из группы эпинеистона назовем океаническую водомерку. Вниз от пленки, примерно до глубины 5 см (а в штиль до 1 см) обитают организмы гипонейстона. Самые крупные из них — личинки рыб, а самые мелкие — микроорганизмы. Обитают здесь и организмы, способные двигаться по поверхностной пленке снизу. Это могут быть очень мелкие формы — личинки моллюсков, взрослые — тропическая актиния, с помощью поплавка держащаяся за поверхностную пленку, или моллюски, сооружающие для себя из слизи и пузырьков воздуха нечто вроде плотика, индивидуального или коллективного. В поверхностном слое Саргассова моря обитают многоклеточные водоросли, талломы которых поддерживаются в плавучем состоянии воздушными пузырями. Богатый видовой состав гипонейстона не постоянен в слое, обитатели его приходят сюда или на какое-то время суток для питания или на период размножения.

Кроме организмов, которые четко можно отнести к эпи- или гипонейстону, в слое обитают организмы и растения, являющиеся водовоздушными, — плейстон (плавающие в полупогруженном состоянии, как ко-

рабль). Таким образом, как в физико-химической (пена), так и в биологической (плейстон) структуре пограничного слоя можно выделить водовоздушное подразделение.

Большая часть химических компонент, используемых нейстоном и плейстоном, поступает в пограничный подслой снизу. Это и биогенные элементы, и органическое растворенное вещество, и органические взвеси (детрит).

С эоловыми и атмосферными осадками неорганические и органические вещества поступают сюда и сверху. В их числе теперь и продукты человеческой деятельности: радиоактивные осадки и распыленные в атмосфере токсичные химикаты, применяемые для борьбы с сельскохозяйственными вредителями. Токсические соединения включаются в обмен питающихся здесь организмов-пришельцев и разносятся в нижележащие слои воды. Особенно опасно радиоактивное или химическое поражение икринок рыб, да и нефтяное загрязнение инкубатора морей и океанов.

Правда, обнаружилось, что агрегаты нефти на поверхности моря стали заселяться и обрастать одноклеточными водорослями и ими питаются организмы гипонейстона.

Под влиянием человека складывается новый тип сообщества, который Г. Г. Поликарпов назвал нейстонным перифитоном (нейстонным обрастанием). Но уповать на это нельзя, рассматривая проблему нефтяного загрязнения — оно от этого не исчезает. В то же время неожиданно появившаяся такая поверхность раздела может увеличить продуктивность организмов начальных трофических уровней.

Жизнь пограничного подслоя океан—атмосфера привлекает к себе все большее внимание. Отметим здесь, что в этом пограничном подслое в наибольшей степени должна существовать взаимосвязь между физическими, химическими и биологическими процессами, и она совершенно не изучена, а соответствующие математические модели отсутствуют. Между тем без этого существенного звена, по-видимому, не могут быть полноценными модели морских экосистем и биогеоценозов, особенно касающиеся проблемы загрязнения, охраны и рационального использования морей и океана.

Загадочный однородный слой океана, он же — главный пограничный слой

Вслед за первым пограничным слоем океана — молекулярной пленкой — выделяют второй, или главный, пограничный слой, толщина которого имеет порядок 10^2 м, а состояние характеризуется турбулентностью.

Понятие „пограничный слой” было введено в механику сплошных сред в 1904 г. Л. Прандтлем, оно означает „пограничная зона”, в которой нельзя правильно описать движение жидкости, пренебрегая ее внутренним трением. В связи с этим пограничный слой называют также вязким слоем, или слоем трения. Название «вязкий» справедливо и для молекулярного слоя — пленки.

Первый парадокс главного пограничного слоя состоит в сочетании огромных различий (размеры) и глубокого сходства (вязкости) с первым слоем — пленкой. Внутреннее трение (или вязкость) жидкости, согласно гипотезе Ньютона, есть сила, пропорциональная градиенту скорости. Коэффициент пропорциональности носит название коэффициента вязкости. Для ламинарного движения гипотеза строго подтверждается опытом и имеет силу закона

$$\vec{\tau} = \mu \frac{\partial \vec{u}}{\partial z}, \quad (69)$$

где $\vec{\tau}$ — вектор силы трения, отнесенный к единичной площадке, \vec{u} — вектор скорости, μ — коэффициент молекулярной вязкости, имеющий для воды при 20°C значение 10^{-3} и для воздуха $2 \cdot 10^{-5}$ кг/(м·с).

Турбулентная форма движения была исследована О. Рейнольдсом лишь в 1883 г., и еще в начале нашего века геофизики пытались применить уравнение (69) с молекулярными коэффициентами вязкости к океанским течениям. В дальнейшем выяснилось, что гипотеза Ньютона очень грубо учитывает трение и в турбулентном потоке, но лишь в случае, когда молекулярную вязкость как бы превращают в турбулентную умножением на число, величина которого может достигать 10 000. Одновременно с этим в формулу подставляется осредненное значение скорости. Чтобы вязкость τ сохранялась в прежних пределах, градиент скорости должен быть, как видно из формулы (69), уменьшен соответственно в 10 000 раз.

Это означает, что прежняя величина вязкости достигается с помощью нового условия — относительной однородности осредненной скорости, малым ее изменением с глубиной.

Вслед за понятием «динамический пограничный слой» возникли понятия «температурный» и «диффузионный пограничный слой», отражающие воздействие границы на поле температуры и поля растворенных или взвешенных веществ.

Вторую особенность главного пограничного слоя составляет его резкая нижняя граница. Согласно теории Прандтля, пограничный слой постепенно, асимптотически переходит в область, не затронутую влиянием границы (внепограничную). Однако турбулентный слой океана реагирует на многие воздействия как единое целое, сохраняя квазигоднородную по вертикали структуру и резкую нижнюю границу.

Основным аппаратом исследования пограничного слоя становится теория подобия, которая позволяет упрощать уравнения процесса путем усложнений их членов [Китайгородский, 1970]. Задача вычисления толщины квазигоднородного пограничного слоя пока что отсутствует в учебниках океанологии, если не считать наиболее простого случая — плотностной конвекции при охлаждении или осолонении поверхности. Попробуем все-таки взглянуть на подход к решению, используя простые условия и традиционную форму записи.

Возьмем за основу рассуждений тот факт, что при формировании однородного слоя воды путем ветрового перемешивания (а не конвекции!) потенциальная энергия водной массы повышается. Это не вполне очевидное утверждение поясним рис. 26 и расчетом.

Пусть в начальный момент времени однородного слоя не было, и плотность воды равномерно повышалась с глубиной по линии ρ_0 (на поверхности) — ρ_h (на глубине

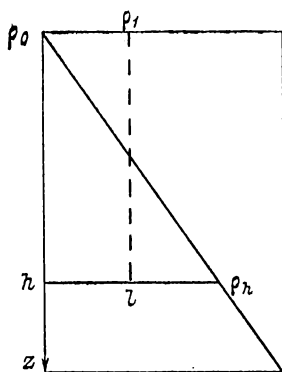


Рис. 26. Увеличение потенциальной энергии воды в процессе перемешивания (потенциальная энергия массы $h\rho_0\rho_h$ соответствует началу перемешивания, она меньше потенциальной энергии массы $h\rho_0\rho_1$).

h). Потенциальная энергия E_1 в этом случае будет связана с фигурой $\rho_0 h \rho_n$ на рис. 26.

После того как слой $0-h$ будет перемешан, его потенциальная энергия E_2 , отнесенная к единице площади поверхности, увеличится и будет соответствовать фигуре $\rho_0 \rho_1 h$. Приращение потенциальной энергии в результате перемешивания получается в виде разности $E_{\pi} = E_2 - E_1$

$$E_{\pi} = \frac{1}{12} \Delta \rho g h^2. \quad (70)$$

Таким образом, мы узнали, какую цену в единицах энергии надо заплатить за создание перемешанного слоя. Осталось определить поступление энергии.

Допустим, что оно равно притоку кинетической энергии в воду от воздействия ветра. Скорость поступления энергии за счет силы трения, как уже говорилось, равна силе, умноженной на путь точки приложения силы (работа) и деленной на время (мощность). Это будет полное поступление кинетической энергии τu , которая затем распределяется и трансформируется во всей толще воды (или воздуха), расположенной ниже уровня действия τ . На рис. 27 прямоугольниками показано поглощение энер-

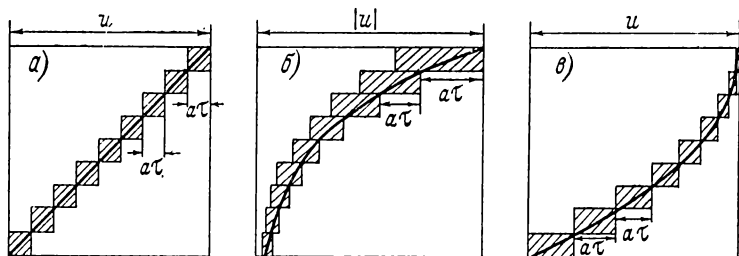


Рис. 27. Величина энергии, диссипируемой в турбулентность и теплоту в равновесных эпохах. Поглощение энергии показано прямоугольниками.

a — линейная, вызванная постоянным трением; b — экмановская, вызванная трением и уравновешенная силой Кориолиса; v — вызванная градиентом давления и уравновешенная трением.

гии в слоях движущейся воды при различных эпохах скорости. Расстояния между вертикальными линиями пропорциональны силе трения, а длина слоя, включая прямоугольник, равна величине скорости в этом слое.

Принципиальный интерес представляет линейная эпо-

ра, стоящая первой. Хотя источник потерь энергии — исчезновение скорости в нижней точке, общая сумма потерь равномерно распределена по всей толще воды и равна работе трения ветра о верхнюю границу потока. Куда же уходит энергия? Очевидно, рассеивается (диссипирует) в турбулентные пульсации. Однако если турбулентность стационарна, то этот переход — промежуточная инстанция, через которую поток энергии должен проходить без потерь и затем трансформироваться частично в тепло, а частично в потенциальную энергию. Последний процесс, как мы видели, осуществляется путем изменения плотностной стратификации воды.

Самым грубым и простым способом выразим поток входящей энергии:

$$\tau = 2 \cdot 10^{-3} \rho_a W_{10}^2, \quad (71)$$

$$u = 2 \cdot 10^{-2} W_{10}, \quad (72)$$

$$\tau u = 4 \cdot 10^{-5} \rho_a W_{10}^3, \quad (73)$$

где τ — сила трения в н·м², ρ_a — плотность воздуха в кг/м³, W_{10} — скорость ветра на высоте 10 м в м/с, u — скорость поверхностного течения в м/с.

Теперь можно составить баланс. Формула толщины перемешанного ветром слоя получится при приравнивании уравнения (70) к уравнению (73), умноженному на время действия ветра t ,

$$h_m \approx 0,02 \sqrt{\frac{\rho_a W_{10}^3 t}{\Delta \rho_w g}}. \quad (74)$$

Единицы измерения плотности атмосферы ρ_a и воды ρ_w в выражении (74) могут быть любыми, кроме единицы условной плотности (σ_t), остальные величины выражены в системе СИ. Чтобы узнать приращение толщины перемешанного слоя Δh , формулу (74) придется использовать дважды: определить h_1 , h_2 и найти разность.

Предложенное выше решение демонстрирует тенденцию не использовать коэффициент турбулентной диффузии K . Модели процесса с этим коэффициентом называются K -моделями, они имеют свои слабые стороны, как отмечает Е. Б. Краус [1976]. Однако эти модели вносят дополнительную ясность в физическую картину процес-

са. В рамках *K*-моделей принимается зависимость коэффициента турбулентной диффузии от устойчивости, которая пропорциональна градиенту плотности. При развитии градиента плотности происходит запыление верхнего слоя.

Может ли главный пограничный слой океана служить поглотителем атмосферных загрязнений?

Хотя развитие физической теории главного пограничного слоя океана стимулировалось необходимостью решать задачи гидротермодинамики океана, по-видимому, наиболее важной областью ее применения окажется облуживание экологических задач. Одна из таких задач — проблема загрязнения атмосферы галогенуглеводородами, особенно хлорфторметанами CCl_3F и CCl_2F_2 , при фотолизе которых образуются очень активные атомы галогенов. Такое загрязнение чревато разрушением озонового экрана биосферы, поглощающего губительные ультрафиолетовые лучи. Способен ли океан поглощать и очищать атмосферу от этих загрязнений?

Рассмотрим простую модель поглощения главным пограничным слоем океана хлорфторметанов (ХФМ), предложенную К. Юнге [Junge, 1976].

Пусть скорость глобального поступления (выбрасывания) ХФМ в воздух составляет $p(t)$, и они равномерно распределяются в атмосфере, а перенос в стратосферу пренебрежимо мал. Тогда концентрацию ХФМ в приводном слое атмосферы (c_a) Юнге определяет выражением

$$c_a(t) = P(t)/sH, \quad (75)$$

где

$$P(t) = \int_{t_0}^t p(t) dt \quad (76)$$

есть общее количество ХФМ, поступивших в атмосферу за время от начального до t , s — площадь поверхности Земли, H — толщина атмосферы.

Диффузионный ток ХФМ из атмосферы в океан (q_1) через пограничный подслой описывается, как это делалось выше,

$$q_1 = \frac{DE}{\delta} (ac_a - c^*), \quad (77)$$

где, как и раньше, α — растворимость ХФМ в воде, c^* — концентрация ХФМ на нижней границе пограничного подслоя.

Главный пограничный слой считаем однородным, и, следовательно, концентрация ХФМ в нем равна c^* , а количество ХФМ в столбе воды пограничного слоя на единицу площади равно hc^* (если объем воды в выражении концентрации дается в тех же единицах, что и толщина слоя h , например в кубических метрах и метрах соответственно).

Количество ХФМ в столбе воды пограничного слоя уменьшается при переносе их вниз (поток q_2) и при реакции (сток q_3).

Юнге допускает, что концентрация ХФМ в переходном слое пренебрежимо мала по сравнению с c^* и записывает поток q_2 с помощью очень простого и традиционного для таких задач выражения

$$-q_2 = K'_z hc^*, \quad (78)$$

где K'_z — скорость обмена пограничного слоя с переходным.

Распад (сток q_3) ХФМ Юнге описывает общепринятым способом: как реакцию первого порядка с константой распада k . Т. е. для столба воды главного пограничного слоя сток

$$-q_3 = khc^*. \quad (79)$$

Из этих простых соображений получается балансовое соотношение: изменение количества ХФМ в столбе воды пограничного слоя есть алгебраическая сумма всех трех потоков

$$h \frac{dc^*}{dt} = q_1 - q_2 - q_3 = \frac{DE}{\delta} (\alpha c_a - c^*) - K'_z hc^* - khc^*. \quad (80)$$

Отсюда получается уравнение изменения концентрации ХФМ в главном пограничном слое

$$\frac{dc^*}{dt} = \frac{DE\alpha}{h\delta} c_a - \left(\frac{DE}{h\delta} + K'_z + k \right) c^*. \quad (81)$$

Таким образом, для расчета концентрации или количества ХФМ в пограничном слое океана кроме режима загрязнения атмосферы надо уметь рассчитывать тол-

щину пограничного слоя, определять толщину молекулярно-диффузионного (ламинарного) подслоя δ , интегральный коэффициент E , а также скорость обмена K'_z и константу распада k . Каждая из этих задач имеет свои трудности. Сравнительно легко измеряется лишь растворимость α и коэффициент диффузии D .

Юнге взял значения, которые считал типичными для океана (среднюю толщину ламинарного подслоя $\delta = 0,07$ мм, главного пограничного слоя $h = 50$ м, $K'_z = 2 \cdot 10^{-9} \text{ с}^{-1}$) и для галогеноуглеводородов ($D = 1 \times 10^{-5} \text{ см}^2/\text{с}$, $E = 1$, растворимость α от 0,12 до 0,046, константу распада k — порядка 10^{-7} с^{-1} , т. е. порядка 0,01 сутки $^{-1}$). Распределение их количества между атмосферой и океаном, учитывая, конечно, площадь Мирового океана, он рассчитал на ЭВМ по уравнениям (75) и (81), задавшись близким к действительности экспоненциально растущим загрязнением атмосферы ХФМ. Проигрывая на ЭВМ различные варианты — меняя значения параметров в интервалах, которые могут наблюдаться, — он пришел к общему выводу: даже при благоприятных условиях в пограничном слое поглощение ХФМ океаном не превышает нескольких процентов годового поступления их в атмосферу, и, следовательно, океан не может служить поглотителем ХФМ из атмосферы. Поскольку в модели Юнге не использовал предположения и схемы химического характера, выводы и ее саму он распространяет и на другие газообразные загрязнители атмосферы, особенно органические, имеющие тот же порядок величины растворимости α и константы распада k .

Вот мы и получили малоутешительный, но, видимо, в общем правильный ответ на вопрос, поставленный в названии этого параграфа. Однако снова просматривая ход построения профессором Юнге этой модели от уравнения (75) до уравнения (81), читатель, возможно, обратит внимание на то, что фигурирующая в обоих этих уравнениях величина концентрации загрязнителя в атмосфере $c_a(t)$ задана лишь скоростью производства загрязнителя (75). Между тем и для атмосферы следует решать задачу о концентрации в ней загрязнителя, как для главного пограничного слоя. То есть надо тоже учесть диффузионный поток q_1 (77) через «ламинарный» пограничный подслой из атмосферы в океан. Но для этого надо знать c^* , а чтобы ее рассчитать, надо в свою оче-

редь знать c_a . Следовательно, обе задачи следует решать совместно.

Предположим, что приходная часть (источник) в уравнении скорости изменения количества загрязнителя в столбе пограничного слоя атмосферы толщиной h_a известна:

$$q_4 = p/s, \quad (82)$$

а в расходную часть (сток), кроме диффузионного потока в океан (77) и потока вышележащие слои атмосферы, где c_a будем считать пренебрежимо малой,

$$-q_5 = K'_z h_a c_a,$$

входит также распад загрязнителя в пограничном слое атмосферы, который опишем самым простым из возможных способом, т. е. также уравнением реакции первого порядка

$$-q_6 = k'_a h_a c_a. \quad (83)$$

Обозначив $K_a = K'_z + k'_a$, опишем изменение количества загрязнителя для столба пограничного слоя атмосферы

$$h_a \frac{dc_a}{dt} = q_4 - q_1 - q_5 - q_6 = p/s - \frac{DE}{\delta} (\alpha c_a - c^*) - K_a h_a c_a, \quad (84)$$

а для системы источник загрязнения — атмосфера — океан получим систему из трех уравнений:

$$\begin{aligned} p &= \varphi(t), \\ \frac{dc_a}{dt} &= \frac{p}{h_a s} - \frac{DE}{\delta h_a} (\alpha c_a - c^*) - K_a c_a = \\ &= \frac{p}{h_a s} + \frac{DE}{\delta h_a} c^* - \left(\frac{DE\alpha}{\delta h_a} + K_a \right) c_a, \\ \frac{dc^*}{dt} &= \frac{DE\alpha}{h\delta} c_a - \left(\frac{DE}{h\delta} + K'_z + k \right) c^*. \end{aligned} \quad (85)$$

Ее легко решить численно с помощью ЭВМ, но можно решить и аналитически, если считать, что в атмосфере из-за ее большей подвижности поле концентраций устанавливается быстрее, чем в пограничном слое океана. При условии квазистационарности $dc_a/dt=0$ второе уравнение системы (85) становится алгебраическим;

решая его, получим выражение для концентрации загрязнителя в атмосфере

$$c_a = \frac{1}{\alpha(1+a)} \left(\frac{\partial \varphi(t)}{\partial DE} + c^* \right), \quad (86)$$

где

$$a \equiv K_A h_a \partial / DE \alpha. \quad (87)$$

Подставляя выражение (86) в последнее уравнение системы (85), получим после преобразований

$$\frac{dc^*}{dt} = \frac{\varphi(t)}{sh(1+a)} - \lambda c^*, \quad (88)$$

где обозначено

$$\lambda \equiv K'_z + k + \frac{DEa}{\partial h(1+a)}. \quad (89)$$

Теперь зададим начальное условие и закон функционирования источника загрязнения, т. е. вид функции $\varphi(t)$. Пусть в момент, от которого мы начинаем отсчет времени ($t=0$), имеется определенная концентрация загрязнителя в главном пограничном слое, т. е. начальное условие

$$c^*(t) \big|_{t=0} = c^*(0). \quad (90)$$

Рассмотрим два источника загрязнения: стационарный и экспоненциально возрастающий.

Стационарный источник $\varphi(t) = p(0) = \text{const}$.

В этом случае получаем линейное однородное уравнение, в котором легко разделяются переменные

$$\frac{dc^*}{\frac{p(0)}{sh(1+a)} - \lambda c^*} = dt,$$

а интеграл от левой части — табличный. Переписав его из любого справочника и используя начальное условие (90), получим искомое решение

$$c^*(t) = \frac{p(0)}{\lambda sh(1+a)} - \left[p(0) - \frac{c^*(0)}{\lambda sh(1+a)} \right] e^{-\lambda t}. \quad (91)$$

Подставляя это выражение для $c^*(t)$ в уравнение (86), получим уравнение изменения концентрации загрязнителя в атмосфере

$$c_a(t) = \frac{p(0)}{\alpha s(1+a)} \left[\frac{\delta}{DE} + \frac{1}{\lambda h(1+a)} (1 - e^{-\lambda t}) + \frac{sc^*(0)}{p(0)} e^{-\lambda t} \right]. \quad (92)$$

С помощью уравнений (91) и (92) легко рассчитать, как изменяется со временем концентрация загрязнителя в атмосфере и в океане, надо лишь задать численные значения величин, входящих в уравнения (91) и (92).

Из уравнений (91) и (92) видно, что, поскольку $\lambda > 0$ при достаточно большом времени ($t \rightarrow \infty$), экспонента становится равной нулю и в системе устанавливаются стационарные концентрации \bar{c}^* и \bar{c}_a :

$$\bar{c}^* = \lim_{t \rightarrow \infty} c^*(t) = \frac{p(0)}{\lambda s h(1+a)}, \quad (93)$$

$$\bar{c}_a = \lim_{t \rightarrow \infty} c_a(t) = \frac{p(0)}{\alpha s(1+a)} \left[\frac{\delta}{DE} + \frac{1}{\lambda h(1+a)} \right]. \quad (94)$$

Время достижения стационарных концентраций (\bar{t}) можно оценить по отношению $e^{-\lambda \bar{t}} \ll 1$. Так, при λ порядка 10^{-7} с^{-1} оно составляет около полугода. Приходится помнить, что эти рассуждения действительны лишь до тех пор, пока концентрацию загрязнителя в глубинах океана можно считать пренебрежимо малой.

Из выражений (93) и (94) можно также оценить соотношение количества загрязнителя в атмосферном (M_a) и в океаническом (M^*) пограничных слоях

$$\frac{\bar{M}_a}{\bar{M}^*} = \frac{s h_a \bar{c}_a}{\epsilon s h \bar{c}^*} = \frac{h_a \lambda}{\alpha \epsilon} \left[\frac{\delta}{DE} + \frac{1}{\lambda h(1+a)} \right], \quad (95)$$

где $\epsilon = 0,71$ — доля поверхности Мирового океана в общей поверхности Земли. Подставляя использовавшиеся Юнге величины в соотношение (95), получим M_a/M^* порядка 10^2 , т. е. подавляющая часть загрязнения находится в атмосфере. Однако концентрация загрязнителя в атмосфере, как это легко аналогичным образом подсчитывается, выше, чем в пограничном слое океана, всего лишь на порядок.

Экспоненциальный источник $\varphi(t) = p(0)e^{\lambda t}$. (96)

Он больше соответствует сегодняшнему положению дел. Получить аналитическое решение уравнения (88),

а затем и выражение (86) при экспоненциальном источнике тоже очень просто.

Подставим функцию (96) в уравнение (88) и получим неоднородное (с первой частью) дифференциальное уравнение

$$\frac{dc^*}{dt} + \lambda c^* = \frac{p(0)}{hs(1+a)} e^{\zeta t}. \quad (97)$$

Следуя простому классическому способу решения таких уравнений, сначала ищем общее решение ($c_{об. од}^*$) соответствующего (97) однородного уравнения (без правой части):

$$\frac{dc^*}{dt} + \lambda c^* = 0,$$

что очень легко сделать, разделив переменные

$$\frac{dc^*}{c^*} = -\lambda dt$$

и взяв табличный интеграл, а затем проинтегрировав полученное выражение,

$$c_{об. од}^* = A_1 e^{-\lambda t}, \quad (98)$$

где A_1 — постоянная интегрирования.

Далее надо использовать любое частное решение (частный интеграл) ($c_{ч. и}^*$) уравнения (97). Рекомендуется брать его в виде

$$c_{ч. и}^* = A_2 e^{\zeta t}, \quad (99)$$

где A_2 — постоянная, которую надо найти.

Подставляя это $c_{ч. и}^*$ и ее производную

$$\frac{dc_{ч. и}^*}{dt} = A_2 \zeta e^{\zeta t}$$

в уравнение (97)

$$A_2 \zeta e^{\zeta t} + \lambda A_2 e^{\zeta t} = \frac{p(0)}{hs(1+a)} e^{\zeta t},$$

получим значение постоянной A_2

$$A_2 = \frac{p(0)}{hs(\lambda + \zeta)(1+a)}. \quad (100)$$

Теперь, суммируя $c^* = c_{ч.н}^* + c_{об.од}^*$ и используя начальное условие (90), получим соотношение

$$c^*(0) = A_1 + A_2,$$

из которого находим значение постоянной $A_1 = c^*(0) - A_2$.

Общим решением уравнения (97) $c^* = c_{ч.н}^* + c_{об.од}^*$, таким образом, будет

$$c^*(t) = c^*(0) e^{-\lambda t} + \frac{p(0)}{hs(\lambda + \zeta)(1+a)} (e^{\zeta t} - e^{-\lambda t}). \quad (101)$$

А подставляя выражение для $c^*(t)$ (101) в уравнение (86), получим уравнение изменения концентрации загрязнителя в атмосфере

$$c_a(t) = \frac{p(0)}{\alpha s(1+a)} \left[\frac{\partial}{DE} e^{\zeta t} + \frac{1}{h(\lambda + \zeta)(1+a)} (e^{\zeta t} - e^{-\lambda t}) + \frac{sc^*(0)}{p(0)} e^{-\lambda t} \right]. \quad (102)$$

Из уравнений (101) и (102) видно, что по прошествии сколь угодно большого времени, хотя члены, содержащие $\exp(-\lambda t)$, обращаются в нуль, концентрация загрязнителя как в атмосфере, так и в океане продолжает экспоненциально возрастать по законам:

$$c_a(t) = \frac{p(0)}{hs(\lambda + \zeta)(1+a)} e^{\zeta t} \quad (103)$$

и

$$c_a(t) = \frac{p(0)}{\alpha s(1+a)} \left[\frac{\partial}{DE} + \frac{1}{h(\lambda + \zeta)(1+a)} \right] e^{\zeta t}. \quad (104)$$

Однако при этом соотношение концентрации (и количества) загрязнителя в атмосфере и океане остается постоянным:

$$\begin{aligned} \lim_{t \rightarrow \infty} \left(\frac{c_a(t)}{c^*(t)} \right) &= \frac{h(\lambda + \zeta)}{\alpha} \left[\frac{\partial}{DE} + \frac{1}{h(\lambda + \zeta)(1+a)} \right], \\ \lim_{t \rightarrow \infty} \left(\frac{M_a}{M^*} \right) &= \frac{sh_a c_a(t)}{\epsilon h s c^*(t)} = \\ &= \frac{h_a(\lambda + \zeta)}{\alpha \epsilon} \left[\frac{\partial}{DE} + \frac{1}{h(\lambda + \zeta)(1+a)} \right]. \end{aligned} \quad (105)$$

При $\xi \ll \lambda$ (если использовать численные значения, принятые Юнге, то λ имеет порядок 10^{-6} — 10^{-7} с $^{-1}$, а $\xi = 4 \cdot 10^{-9}$ с $^{-1}$), как видно из сравнения соотношений (105) и (95), распределение загрязнителя между атмосферой и океаном не зависит от режима источника загрязнения — при достаточно большом времени t , порядка 10^6 — 10^7 с (несколько месяцев).

Остается рассмотреть, по какому закону при этом будут изменяться доли накапливающегося в атмосфере и в океане количества загрязнений от общей массы загрязнений, выброшенной в атмосферу $P(t)$.

Учитывая, что

$$P(t) = \int_0^t \varphi(t) dt = \int_0^t p(0) e^{\xi t} dt = \frac{p(0)}{\xi} e^{\xi t},$$

получим, используя выражения (103) и (104), что при $t \rightarrow \infty$

$$\frac{M_a}{P(t)} = \frac{sh_a c_a(t)}{P(t)} = \frac{h_a \xi}{\alpha(1+a)} \left[\frac{\delta}{DE} + \frac{1}{h(\lambda + \xi)(1+a)} \right], \quad (106)$$

$$\frac{M^*}{P(t)} = \frac{\epsilon h s c^*(t)}{P(t)} = \frac{\epsilon \xi}{(\lambda + \xi)(1+a)}. \quad (107)$$

Искомые доли, как ни странно, остаются постоянными, несмотря на накапливание загрязнений, т. е. это накапливание прямо пропорционально суммарной массе выброшенных загрязнителей.

Можно было бы, используя имеющиеся ориентировочные численные значения параметров, охарактеризовать цифрами распределение и потоки загрязнителей. Однако оценки для большинства параметров пока слишком грубы, а для многих отсутствуют. Так, нет скольнибудь надежных оценок констант распада загрязнителей в природных условиях. Но не всегда для правильных выводов и нужны знания этих констант.

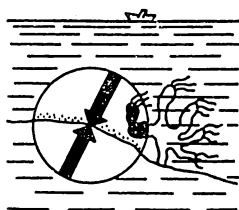
Например, относительно галогенуглеводородов вывод, сделанный Юнге, подтверждается, если для них действительно коэффициент растворимости α составляет около 0,1, $E=1$, а $k > 1 \cdot 10^{-7}$ с $^{-1}$ ($k \geq 0,01$ сутки $^{-1}$). И этот вывод поразителен. Какие бы большие константы распада k мы ни подставляли в выражение для λ (89) и в уравнение (106), мы не обнаружим никакого эффекта, в том числе улучшения самоочище-

ния от загрязнения в системе атмосфера — океан: второе слагаемое в управлении (106) все время остается пренебрежимо малым по сравнению с первым, характеризующим пограничный молекулярно-диффузионный подслой, δ/DE . Это означает следующее типичное для океана и биосферы вообще обстоятельство, осознать которое удастся лишь с трудом: судьба загрязнителей в многокилометровых толщах атмосферы и океана всецело определяется ситуацией, складывающейся на пограничном молекулярно-диффузионном (ламинарном) подслое океана ничтожной толщины, 0,01—0,1 мм. Из-за плохой пропускной способности этой пленки по отношению к слабо растворимым ХФМ океан не способен очищать атмосферу от них и им подобных загрязнителей, даже если и мог бы быстро их перерабатывать в безопасные продукты. В этом заключается как их опасность, так и возможность при необходимости регулировать процессы в многокилометровой толще биосферы путем не требующих сравнительно больших усилий воздействий на процессы в микроструктурах, например в данном случае, влияя на значение интегрального коэффициента E пленки или подбирая вещества с необходимыми значениями α .

Конечно, стремясь получить здесь наиболее простые и доступные решения, мы, как и профессор Юнге, допускали некоторые вольности, которые скажутся на результатах, если попытаться получить точные численные характеристики. Однако были важны не сами цифры — 90 или 60% загрязнителей скапливается в атмосфере — хотя это весьма существенно. Здесь мы преследовали иную цель: показать канву, по которой можно двигаться, стремясь построить простые генерализованные модели трансформации веществ при взаимодействии океана и атмосферы на основе элементов теории главного пограничного слоя океана.



По обе стороны твердых границ



Да, вы поставлены на грани
Двух разных спорящих миров...

В. Брюсов

Одно из самых удивительных явлений в современных учебниках и монографиях по океанологии — это образ океана без берегов. Берега в них присутствуют лишь косвенно, через характеристики приливов и волнения, или же в специальных курсах морской геоморфологии. Одна из немногих книг, где берегам посвящен отдельный параграф (2 страницы из 1087), — знаменитая монография Свердруп, Джонсона, Флеминга «The Oceans» (1942).

Советский ученый Ю. П. Зайцев с иронией заметил корреспонденту журнала «Вокруг света»¹: «Зона эта чрезвычайно доступна и именно поэтому мало привлекает ученых. Я не оговорился. До самого последнего времени изучение прибрежной полосы не считалось темой, заслуживающей серьезного внимания. Другое дело — море километров за пятьсот!»

Другие твердые границы в океане — дно и ледяные массивы — отличаются недоступностью, и они привлекают ученых, которые, часто с риском для жизни, погружаются в аппаратах или с аквалангами на дно и под ледяные поля.

Какими путями дно воздействует на водную толщу?

Дно, как и другие границы океана, — преобразователь, накопитель и поставщик вещества и энергии. Возьмем самый простой поток энергии — глубинное, геотермическое тепло Земли. Удельный поток тепла от литосферы

¹ «Вокруг света», 1975, № 3, с. 76.

к океану невелик — лишь около 0,03% потока солнечного тепла. Однако есть существенное различие: геотермическое тепло не возвращается назад через нижнюю границу океана, а солнечное — возвращается через верхнюю, исключая примерно те же 0,03%, идущие на фотосинтез. Как ни мала энергетическая струйка геотермического тепла, она достаточна для того, чтобы привести придонную воду в движение, гарантировать ей вечное перемешивание. Причина в том, что теплопроводность горных пород в среднем в 10, а иногда в 20 раз выше молекулярной теплопроводности неподвижной воды. Геотермическая ступень, характеризующая повышение температуры пород с глубиной, равна 1° на 30—40 м. Для того чтобы поток пересекал дно и неподвижную воду транзитом, без накопления в них тепла, геотермическая ступень в неподвижной воде должна составить 1° на 3—4 м. Однако подобное повышение температуры ко дну невозможно: значительно раньше, чем оно могло бы быть достигнуто, произойдет конвекция — всплывание нагретых вод.

Средняя величина геотермического потока одинакова в океане и на материках $1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/(с·см²), или $3 \cdot 10^{-11}$ Вт/м², однако в центральный рифтовой зоне срединно-океанических хребтов, шириной около 200 км, вынос подземного тепла в 8 раз больше и составляет $3 \cdot 10^2$ кал/(год·см²). Этого достаточно, чтобы нагреть на $0,01^\circ\text{C}$ слой воды 300 м.

Формулы, развитые А. И. Гинзбургом и К. Н. Федоровым [1978], позволяют (перенеся рассуждения с поверхностной пленки на донную) получить следующую картину возникновения конвекции. Конвекция имеет пульсирующий характер. У дна нагревается, нарастает и затем отрывается термическая пленка. Процесс зависит от скорости притока тепла. В рифтовой зоне пленка будет иметь превышение температуры $\sim 0,01^\circ\text{C}$, конечную толщину ~ 1 см, время между разрушениями ~ 19 мин. Таким образом, за год через механизм конвекции пройдет объем воды, соответствующий слою толщиной около 300 м. Вне рифтовой зоны пленка будет иметь меньшее превышение температуры ($0,0016^\circ\text{C}$), большую толщину (1,8 см) и время существования (53 мин). Объем воды, который может пройти через механизм конвекции за год, примерно соответствует слою высотой 100 м.

Срединно-океанические хребты протянулись сплошной цепью на 60—80 тыс. км через Северный Ледовитый океан в Атлантический, затем в Индийский к Красному морю, затем между Австралией и Антарктидой в Тихий океан и, наконец, к берегам Огненной Земли и Аляски. Их ширина местами составляет 2 тыс. км. Концепция единой планетарной системы срединных хребтов (самой крупной на планете горной системы) сложилась к 1966 г. [Леонтьев, 1974]. Осевую зону хребтов усеивают узкие впадины — рифты, образовавшиеся при растяжении и разрывах земной коры. Активные части рифтовой зоны значительно обогащены элементами вулканического происхождения, в первую очередь железом и марганцем. Помимо интенсивного вулканизма хребты характеризуются как сейсмический пояс. Рифтовые зоны считаются местами образования новой океанической коры и раздвижения старой. На континентах — это зачатки будущих океанов (Байкал, Красное море).

Подводные хребты оказывают существенное влияние на пути морской циркуляции на всех горизонтах, но особенно у дна, которое они разделяют на отдельные котловины. Наконец, на хребтах генерируются огромные внутренние волны — один из механизмов движения и перемешивания океанической толщи.

Между дном и водой идет непрерывный обмен выделенным и растворенным, а также взвешенным и осажденным веществом. В результате динамически равновесная концентрация взвеси имеет экспоненциальное распределение с возрастанием ко дну. Присутствие взвеси увеличивает плотность воды и создает плотностные придонные течения. Площадь их распространения огромна, а скорости, особенно в каньонах, далеко превосходят все морские движения.

Не вызывает сомнения интенсивность мелкомасштабных поверхностных явлений, химических и микробиологических процессов: ведь на каждый квадратный метр площади дна приходится, учитывая пористость донных осадков, 100 000 м² истинной поверхности. Действительно, диаметр частиц составляет в среднем 10⁻⁵—10⁻⁶ см, радиус пор 10⁻⁷—10⁻⁶ см, а истинная удельная поверхность 10 м² на 1 г осадка.

Естественно, что повышенная во всех отношениях активность донных процессов и аккумуляция на дне вер-

тикального потока органических веществ создают благоприятные условия жизни, образующей новую важную ступень трансформации вещества и энергии.

Размеры пограничных слоев

Пограничным слоем в широком смысле можно назвать слой, подверженный непосредственному влиянию границы. Но как далеко передается это влияние? Поскольку течения имеют тенденцию двигаться вдоль границ, то влияние границы обычно передается перпендикулярно течениям и осуществляется механизмом перемешивания или трения. Математически эти механизмы запишутся одинаково, по типу уравнения диффузии. Решение уравнения в наиболее простом случае выразится с помощью интеграла ошибок erf . Если обозначить полную величину искажения, вносимого границей в значение характеристики c , как $c_\infty - c_0$, то относительное искажение на удалении x от границы можно записать:

$$\frac{c_\infty - c_x}{c_\infty - c_0} = 1 - \text{erf} \left(\frac{x}{\sqrt{4Kt}} \right), \quad (108)$$

где c_0 , c_x , c_∞ — значения характеристики воды на границе и на расстоянии от границы, равном x и ∞ соответственно; K — коэффициент турбулентной вязкости или диффузии; t — время.

Легко видеть, что уравнение (108) отличается от полученных в гл. 2. Это связано с тем, что при выводе уравнения (108) поглощение переносимой субстанции не учитывается (субстанция консервативна). Результаты расчетов по формуле (108) следующие:

$\frac{x}{\sqrt{4Kt}}$	0	0,1	0,48	1,0	1,2
$\frac{c_\infty - c_x}{c_\infty - c_0}, \%$	100	99	50	16	9

Отсюда видно, что искажающее влияние границы зависит не только от расстояния до нее, но и от коэффициента K , который соответствует величине турбулентной вязкости или диффузии. Значение времени будем считать константой t_* .

Сравним размеры двух пограничных слоев. Обычно ширину пограничного слоя определяют тем условием, что при пересечении этого слоя искажающее влияние границы уменьшается от 100 до 10—20%. Для искажения 16%

$$\frac{x}{\sqrt{4Kt_*}} = 1. \quad (109)$$

Формула (109), очевидно, сохранит силу независимо от того, что понимать под x : вертикальный пограничный слой h или горизонтальный пограничный слой l . Нужно лишь подставить в (109) конкретное значение коэффициента для вертикального диффузного потока K_h или горизонтального K_l . Подставив соответствующие значения в (109) и разделив один результат на другой, найдем

$$\frac{l}{h} = \sqrt{\frac{K_l}{K_h}} = \text{const.} \quad (110)$$

По формуле (110) легко узнать, во сколько раз прибрежный пограничный слой больше верхнего, верхний пограничный слой больше придонного, а придонный больше донного (в слое осадков). Коэффициенты турбулентной и молекулярной диффузии для четырех слоев примем соответственно равными $K_l = 10^6 - 10^8$, $K_h = 10^2$, $K_{\text{пр}} = 10^0$, $D = 10^{-6}$ см²/с и получим, что при величине верхнего пограничного слоя 100 м донный будет равен 1 см, придонный — 10 м, а прибрежный 10—100 км. При этой грубой оценке мы не учитываем, что значения турбулентных коэффициентов не постоянны в пределах пограничного слоя.

Водолазы и автоматы изучают пограничный слой на морском дне

В конце 1960-х годов лаборатория подводных исследований Ленинградского гидрометеорологического института провела киносъемки движения воды на дне Черного моря. На ровной площадке дна на глубине 10—12 м снимали примыкающий к дну пограничный слой толщиной 20 см. Скорость движения воды колебалась от 1 до 18 см/с. Слой на разных уровнях подкрашивали жидкостью нейтральной плавучести.

На профилях скорости (рис. 28) у дна получили под-
 слой толщиной около 1 см, в котором скорость изменя-
 ется линейно. Следующий 10-сантиметровый слой харак-
 теризовался наблюдателями как переходный слой воз-
 никновения и развития турбулентности. Траектории
 пятен красителя, построенные по последовательным кино-
 кадрам, показали, что на ламинарном подслое возника-
 ют гребни волн, перемещающихся по течению. Из греб-

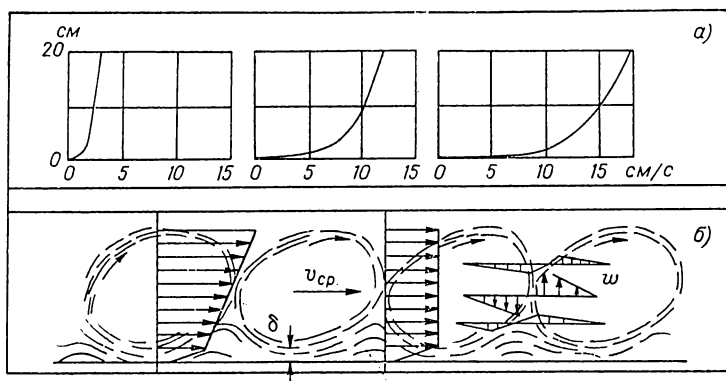


Рис. 28. Структура течений в пограничном 20-сантиметровом слое воды у дна в Черном море, выявленная с помощью кино съемки подкрашенных струй потока [В. Х. Бурнашев, 1971].

a — вертикальные профили скорости; b — траектории движения частиц (v , w — горизонтальные и вертикальные составляющие скорости; δ — толщина ламинарного слоя).

ней вытягиваются вверх по течению окрашенные нити, образующие затем как бы ободья объемов воды, «катящихся» по ламинарному подслою со скоростью v . Объемы во время движения вращаются как твердые тела. Существование подобной формы движения воды в виде «катков» на дне естественных водоемов предполагал еще М. А. Великанов. «По-видимому, такой характер движения, — пишет В. Х. Бурнашев [1971], — когда турбулентное ядро потока отделено от ламинарного подслоя вихревыми «катками», является энергетически наивыгоднейшим...»

В том же году Ветерли [Weatherly, 1972] провел наблюдения за придонным пограничным слоем во Флоридском проливе на глубине 780 м. На расстоянии от дна

0,3, 0,6, 1,5, 1,9 м и далее в продолжение недели через 1,5 минуты брали отсчеты по регистраторам течений.

Автор эксперимента ставил своей целью сравнить вертикальную структуру придонного течения с моделью «планетарного пограничного слоя» (т. е. пограничного слоя на вращающейся поверхности), изложенной применительно к атмосфере А. С. Мониным. Согласно этой модели, пограничный слой атмосферы можно разделить на три части:

1) «ламинарный» подслой (преобладает молекулярная вязкость) имеет толщину

$$\delta \approx 12\nu/u_*, \quad (111)$$

где u_* — скорость трения (см. гл. 3) ν — молекулярная вязкость,

2) логарифмический слой (направление потока и сила трения не изменяются с высотой, а величина скорости возрастает по логарифмическому закону) имеет толщину, по Монинову и Обухову,

$$h_{\ln} \approx \frac{0,2u_*^2}{\Omega W}, \quad (112)$$

где Ω — планетарный вихрь (параметр Кориолиса), W — скорость движения вне пограничной области;

3) экмановский слой (сила трения и сила Кориолиса уравнивают друг друга и последняя приводит к развороту эпюры скорости в направлении геострофического ветра) имеет толщину

$$h = 0,4u_*/\Omega. \quad (113)$$

Полный разворот эпюры скорости устанавливался обычно за 15 минут после стабилизации внепограничного потока, имел устойчивое значение $\approx 10^\circ$ и осуществлялся в самом нижнем трехметровом придонном слое. Это на порядок большая толщина, чем та, которую дает формула (112), что подтверждает модель, но значительно меньше 25 м, которые показывает формула (113) при $u_* = 0,31$ см/с, $\Omega = 5 \cdot 10^{-5}$.

Ветерли предположительно объясняет уменьшение толщины пограничного слоя против требований теории тем, что поток не был вполне устойчив и подвергался влиянию суточного прилива.

По данным советских наблюдений на Черном море [Доброклонский и др., 1972], у дна, покрытого водорослями, $u_* = 1,02 \div 1,93$ см/с, $W = 10 \div 15$ см/с, $h_{\text{лн}} = 8 \div 9$ м, что прекрасно совпадает с формулой (112).

Толщина пограничных слоев, вызванных тепловыми и гидродинамическими волнами, зависит от периода волн и коэффициента температуропроводности (или вязкости) одинаковым образом с точностью до постоянного множителя, который есть результат договоренности о границе слоя. Это следует из формулы для толщины придонного пограничного слоя [Н. П. Левков, Л. Б. Черкесов, 1975]

$$h = 5 \sqrt{K/\omega}, \quad (114)$$

где K — турбулентная кинематическая вязкость, ω — частота.

Регистраторы, погружаемые на дно, в том числе на глубину более 1 км, удается использовать и для некоторых химических анализов. Специалисты Вудс-Холлского океанографического института разработали свободно погружаемое устройство для измерения потребления кислорода сообществами придонного пограничного слоя [Smith et al., 1976]. В центре двухметровой алюминиевой треноги были помещены кинокамера для регистрации обстановки и поведения организмов и 4 камеры-респирометра. После спуска аппарата по акустической команде включался регистратор кислорода и каждая камера-респирометр накрывала (изолировала) поверхность осадков на площади 730 см², причем одна камера работала контрольная — в ней измерялось химическое потребление кислорода (метаболизм сообщества блокировали хлороформом). После нескольких дней работы по второй акустической команде сбрасывался груз, и устройство свободно всплывало на поверхность.

Измерения показали, что на поверхности раздела вода — дно с глубиной и с удалением от берега скорость потребления кислорода уменьшается на 3 порядка (от 21,4 мл O₂/(м²·ч) на 30 м до 0,02 мл O₂/(м²·ч) на 5200 м), причем на малых глубинах биологическое потребление его составляет 83%, а химическое — 17%, на больших же глубинах химическое потребление O₂ не отмечено.

Казалось бы, наконец-то можно проводить хотя и дорогие (стоимость устройства 20 тысяч долларов), но

вполне надежные измерения скорости биохимических процессов непосредственно на глубоководной твердой границе океана и в пограничных слоях по обе стороны от нее. Однако некоторые сомнения все же оставались: придонная вода под колпаком была изолирована от обмена с окружающей водой, и неясно, как влияло возведение искусственных границ раздела.

Биологи Кильского университета [Smetacek e. a., 1976] провели эксперимент, из которого следует, что возведение вертикальных границ (была поставлена «на попа» огромная пластиковая труба), меняющих гидродинамические условия (прекращалась турбулентная диффузия), в конечном счете влияет даже на обмен через нижнюю границу раздела и на всю биогеохимическую обстановку в полуизоляторе. Непосредственные измерения скорости процессов с участием организмов в природных условиях оказались, следовательно, невозможными.

Так или иначе приходится иметь дело с реальной (натурной) моделью, а это требует ее подобия оригиналу в гидродинамическом, химическом и экологическом отношениях одновременно. Погружение лаборатории под воду создает лишь иллюзию непосредственного измерения скорости биогеохимических процессов *in situ*. Надежными остаются только измерения собственно концентраций. Такие измерения дали поразительные результаты: толщина придонного пограничного слоя местами превышает 100 м и иногда, в районах с глубиной несколько километров, достигает 1 км.

Оптические измерения с помощью регистраторов мутности (нефелометров) тоже показали толщину однородного (нефелоидного) придонного слоя местами больше 100 м, концентрация глинистых частиц в нем около 1 мг/л, в глубинных же водах концентрация их обычно составляет 0,01 мг/л. Наконец, и по измерениям температуры обнаружили местами очень мощный, толщиной несколько сотен метров, придонный однородный слой, верхняя граница которого четко выделяется термоклином, аналогично нижней границе верхнего главного пограничного слоя океана. В. Манк назвал его бентосным термоклином, а пограничный слой соответственно бентосным пограничным слоем.

Таким образом, в нижнем пограничном слое океана, как и в верхнем, выделяются различные структурные подразделения. Непомерно большая толщина бентосно-

го пограничного слоя, превышающая толщину верхнего квазиоднородного пограничного слоя вероятно, связана с рассмотренным выше тепловым потоком из недр Земли и конвекцией.

По ту сторону границы раздела вода — дно

Поверхность раздела вода — донные отложения служит границей, по-видимому, наибольшего в природе биогеохимического контраста. В океане глубина проникновения организмов в грунт ограничивается, как правило, всего десятком сантиметров. В песчаный грунт простейшие организмы заходят чуть глубже 10 см, а нематоды — лишь на несколько сантиметров. В илестом же песке около 90% биомассы грунта сосредоточено в верхнем пограничном слое толщиной всего 1—2 см [Arlt, 1973]. Даже бактерии на 50% сосредоточиваются в верхнем сантиметровом слое. Неудивительно, что он же — слой наивысшей ферментативной активности. Эта особенность обусловлена тем, что основной способ переноса вещества в донных осадках — молекулярная диффузия. Поскольку на дне осаждаются и окисляется органический детрит, а молекулярно-диффузионный поток растворенного кислорода в толщу осадков слишком слаб, очень близко к их поверхности подступает бескислородная (анаэробная) зона, содержащая сероводород. В осадках уже на глубине 10—20 см количество аэробных бактерий падает на 2 порядка, а ниже встречаются в изобилии только анаэробные бактерии, на глубине около 1 м и они начинают исчезать.

На границе аэробной и анаэробной зон резко уменьшается величина окислительно-восстановительного потенциала — редоксклин (рис. 29). Редоксклин отделяет верхний пограничный слой донных осадков, в котором вещества находятся в окислительной форме, от слоя с восстановительными условиями, где биохимически образуются из сульфатов — сероводород, из нитратов — аммиак, из кислородсодержащих органических соединений — углеводороды, а металлы переходят в низшее валентное состояние.

Поскольку на расстоянии всего нескольких сантиметров по вертикали концентрация окисленных органических и неорганических соединений (AO_x) падает от значительных величин практически до нуля, т. е. отрица-

тельный градиент концентрации ($d[AO_x]/dz < 0$) очень высок, существует довольно сильный молекулярно-диффузионный поток

$$q_{AO_x} = -D_{AO_x} \frac{d[AO_x]}{dz} > 0,$$

направленный вниз (ось z направляем от границы вниз, в толщу осадка). Попад в анаэробный слой, окисленные соединения теряют кислород — восстанавливаются, $AO_x \rightarrow AB_y$, и тут же начинают перемещаться вследст-

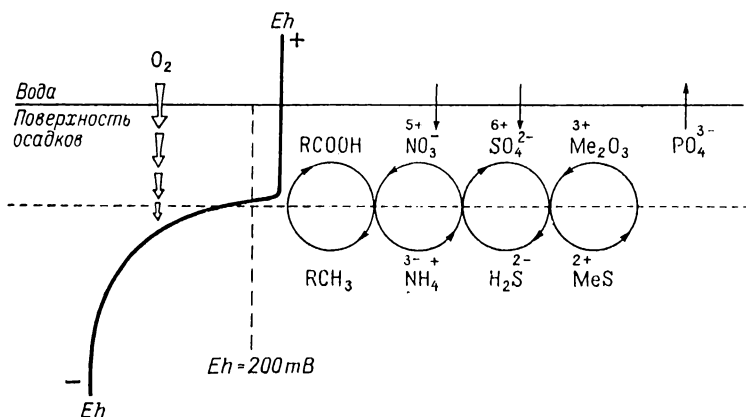


Рис. 29. Биогеохимический фронт в верхнем слое осадков обозначен редоксклипом. Граница наибольших контрастов в океане.

вие диффузии в обратном направлении, вверх, так как существует столь же значительный положительный градиент концентрации восстановленных соединений тех же элементов ($d[AB_y]/dz > 0$),

$$q_{AB_y} = -D_{AB_y} \frac{d[AB_y]}{dz} < 0.$$

Попад в аэробный слой с высоким значением окислительно-восстановительного потенциала, эти восстановленные соединения окисляются $AB_y \rightarrow AO_x$, и все повторяется сначала.

Однако эти биогеохимические микроциклы углерода, серы, азота, металлов, показанные на рис. 29, не изолированы от окружающей среды. Для придонных экологи-

ческих систем очень важен обмен вод с осадками соединениями органогенных элементов — углерода, азота, серы, а также фосфора. Восстановленное соединение фосфора, аналогичное восстановленным соединениям азота и серы, т. е. аммиаку и сероводороду, — фосфин PH_3 обнаружили только один раз (в Каспийском море). Видимо, в подобном окислительно-восстановительном микроцикле фосфаты не участвуют. Частично они связываются ионами кальция и переходят из воды в донные отложения. Но в анаэробных условиях они высвобождаются и значительная их часть возвращается в толщу вод. Причем скорость высвобождения фосфатов пропорциональна активности бактерий, восстанавливающих сульфаты до токсичного сероводорода.

Толщина пограничного слоя осадков зависит не только от динамических факторов (например, взмучивания при волнении и т. д.), но и от массы самых разных обстоятельств, например, от организмов, взрыхляющих грунт. В то же время условия жизни этих организмов зависят от близости и мощности анаэробного слоя. Другой важный фактор — характер грунта. В плотном и заиленном грунте редоксклин располагается почти на самой его поверхности, и в верхнем миллиметровом слое, где редокс-потенциал падает до критической величины 0,2 мВ, нитрифицирующие бактерии грунта не в состоянии окислить аммиак, он свободно выделяется в воду с поверхности осадков, ухудшая условия жизни бентоса и кислородный режим придонных вод.

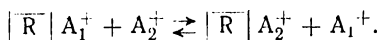
При обеднении придонного пограничного слоя вод кислородом (менее 0,14 мл $\text{O}_2/\text{л}$), а это бывает при слабой циркуляции и обильном поступлении органических веществ, например, при загрязнении, начинается генерация сероводорода из сульфатов, редоксклин «отрывается» от поверхности осадков и поднимается все выше в толщу вод, оставляя за собой, внизу, почти безжизненное пространство, содержащее сероводород и аммиак и населенное, как первобытный океан, лишь анаэробными бактериями. В Черном море и во впадине Карнако оно занимает более чем километровую толщу вод. В связи с загрязнением окружающей среды возникли опасения, что «отрыв» редоксклина от поверхности осадков может начаться повсеместно в Мировом океане в ближайшее время, а, возможно, незаметно для нас уже и начался.

С процессами, протекающими на границе раздела вода — дно, в пограничном слое осадков и в их толще, связаны и две другие жизненно важные научные проблемы: рудо- и нефтеобразования.

Несмотря на важность этих проблем, как отмечает Р. Хорн [1972], «наши знания относительно химизма взаимодействия морской воды с осадками находятся пока, очевидно, на самом низком уровне, и предположения относительно процессов, вызывающих различие в составе иловых вод, остаются в основном в области умозрительных заключений».

Нельзя сказать, что эта недостаточность знаний процессов взаимодействия на границе раздела вода — дно и в прилегающих пограничных слоях проистекает от недостаточного внимания к ним исследователей. Например, поток литературы о железомарганцевых конкрециях — рудных агрегатах на дне океана — измеряется уже не по количеству страниц, а на вес (около 500 кг литературы в год — столько же марганца откладывается за минуту на дне всего Мирового океана). Исследователи сталкиваются с большим количеством поверхностных явлений в осадках. Каждое из них могло бы послужить темой специального рассказа. Упомянем лишь некоторые физико-химические поверхностные явления, способные влиять на скорость обмена, переноса и трансформации веществ в донных осадках.

Самым важным физико-химическим обменом через границу раздела морская вода — дно Р. Хорн [1972] считает, и, по-видимому, справедливо, ионный обмен. Известно, что многие компоненты донных осадков (глинистые минералы, гуминовые кислоты и др.), как и почв, являются ионитами, т. е. нерастворимыми, но проницаемыми для раствора веществами со множеством ионов, способных обмениваться на ионы раствора (ионный обмен):



Иониты, открытые в середине прошлого века в почвах, давно с успехом используются в технике — для извлечения солей, ценных металлов, радиоизотопов, органических загрязнений. Предпринимаются попытки использовать их и для извлечения золота из морской воды. Американский ученый П. Вейс [Weisz, 1975] подсчитал

даже время, необходимое для достаточно полного извлечения следовых элементов из морской воды, оно оказалось очень большим и, конечно, зависящим от поверхности частиц ионита.

Диффузия ионов в воде, пропитывающей иониты осадков, может существенно тормозиться из-за электростатического взаимодействия зарядов ионита и диффундирующих ионов, причем торможение возрастает с увеличением заряда иона. Для трехзарядных катионов A^{3+} коэффициент диффузии может составлять всего 10^{-10} см²/с.

Повсеместным процессом в осадках, конечно, является сорбционное разделение веществ. С другой стороны, адсорбированные органические вещества могут закупоривать поры твердых частиц осадков и этим резко сокращать их активную поверхность. На скорость диффузии веществ существенное влияние, по мнению Р. Хорна, оказывает упорядочивание структуры воды вблизи твердой поверхности. Еще больше замедляет диффузию биологическая пленка на твердых частицах. Наконец, на нее влияет и температура.

Математические модели распределения веществ собственно в поровых водах осадков пока не учитывают эти сложности и очень просты. Их можно свести к стационарным и нестационарным моделям профилей распределения неконсервативных и консервативных компонент, представленным в гл. 2 и в этой главе. Нужно только вместо коэффициента турбулентной диффузии K использовать коэффициент молекулярной диффузии D , а вместо составляющей скорости течения W_x — скорость седиментации w (скорость движения границы раздела вода — осадки).

Так, в 1966 г. О. В. Шишкина для расчета коэффициента диффузии хлорид-ионов в осадках и потока этих ионов через поверхность осадков использовала простую нестационарную модель диффузии консервативной компоненты в предположении $w=0$ (аналитическое решение, аналогичное решению (108); эту же задачу А. Г. Колесников и А. В. Фокин [1975] решали с условием $w=\text{const}$). Полученное Шишкиной значение коэффициента диффузии порядка 10^{-6} см²/с мы использовали в этой главе для оценки толщины пограничного слоя осадков; оценка толщины (1 см) оказалась правильной. Колесников и Фокин получили другие значения коэффициента диффузии — порядка 10^{-4} см²/с. Это привело бы к оцен-

ке толщины пограничного слоя осадков около 10 см. Таким образом, генерализованная модель позволила верно оценить этот важный элемент пространственной структуры, располагая жестким минимумом информации об осадках. Оказалось, что и профили распределения, построенные на ее основе, хорошо отражают типовые профили вертикального распределения в осадках разнообразных компонент, хотя никакие особенности условий в осадках, кроме наличия границ раздела, не учитывались.

Исследуя образование марганцевых конкреций и распределение их в осадках, Г. Эльдерфильд [Elderfield, 1976] использует простую стационарную модель диагенеза глубоководных осадков [Anikouchine, 1967]:

$$D \frac{d^2c}{dz^2} - w \frac{dc}{dz} - kc = 0,$$

$$c|_{z=0} = c(0),$$

$$c|_{z=H} = c(H).$$

Решение этой краевой задачи легко получить классическим методом, подробно описанным выше (гл. 2 и 3). Автор даже упрощает задачу, полагая $w=0$, и получает решение, прийти к которому читатель сможет совсем без труда:

$$c = [c(0) - c(H)] \exp\left(-\sqrt{\frac{k}{D}} z\right) + c(H).$$

Выделяя в осадках несколько внутренних границ раздела, автор получает графики вертикальных профилей распределения марганца, являющиеся комбинацией модельных профилей, построенных в гл. 2.

Простое диагенетическое уравнение используется [Vanderborgh, Billen, 1975] и для построения стационарной двухслойной модели распределения нитратов в осадках с толщиной слоя, в котором протекает окисление аммиака, равной z_H :

$$D \frac{d^2c}{dz^2} + \varepsilon k_H - (1 - \varepsilon) k_d c = 0, \quad k_H, k_d > 0,$$

$$\varepsilon = \begin{cases} 1, & \text{при } z < z_H \text{ (слой нитрификации — окисления аммиака),} \\ 0, & \text{при } z > z_H \text{ (слой денитрификации — восстановления нитратов),} \end{cases}$$

с граничными условиями:

$$c|_{z=0} = c(0),$$

$$c|_{z=\infty} = 0.$$

Решения отдельно для слоев также просто получаются классическим методом.

Особенность этих моделей заключается в предположении, что трансформация вещества, как и диффузия его, не зависит от концентрации других веществ или организмов. Однако учет взаимодействия компонент усложняет модель и реализовать ее удастся, как правило, только с помощью ЭВМ.

Например, простейшая модель окисления сероводорода в осадках [Bella e. a., 1972] включает два уравнения — для концентрации сероводорода (S) и кислорода (O):

$$\frac{\partial S}{\partial t} = D_s \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} - k_s SO,$$

$$\frac{\partial O}{\partial t} = D_o \frac{\partial^2 O}{\partial z^2} - \gamma k_s SO,$$

где $k_s > 0$ — константа скорости реакции второго порядка, а $\gamma > 0$ — стехиометрический коэффициент.

Аналогичная этой система уравнений турбулентной диффузии, но с учетом адвекции, описывает окисление сероводорода, а следовательно, и перемещение редокс-клина в толще вод, например, Черного моря [Айзатуллин, Скопинцев, 1979]. Такие задачи встают сегодня перед морскими химиками и биологами. Они становятся теперь особенно важными в связи с проблемой прогноза последствий загрязнения морей.

Прибрежный пограничный слой. Почему он больше других?

Первая особенность прибрежного пограничного слоя, отмеченная на стр. 126, — его размеры, на много порядков большие, чем размеры вертикальных слоев. В чем же причины этого? Формальный ответ: в большой величине турбулентной вязкости и диффузии. Ну а почему турбулентность проявляется в горизонтальном направлении больше, чем в вертикальном? Устойчивая стратификация

вод замедляет вертикальный турбулентный обмен. Та же устойчивость лишь облегчает движение горизонтальных вихрей, поскольку уменьшает турбулентное трение между ними и нижележащими водами. Чем больше горизонтальные размеры бассейна, тем больший диапазон вихрей разного масштаба может возникать в нем. При этом турбулентная энергия крупных вихрей прежде чем диссипироваться в тепло, передается по каскаду все менее и менее крупных форм вихревого турбулентного движения, поддерживая существование горизонтальной турбулентности. Наконец, чем больше горизонтальные размеры бассейна, тем значительнее такие источники турбулентных возмущений, как разнообразие атмосферных условий на поверхности океана, неровности берега и прибрежные течения. В вертикальном направлении положительная связь между глубиной океана и турбулентностью не известна.

Феномен каймы насыщения у берега

Нередко у кромки берега можно зрительно отличить полосу воды, обогащенную различными поверхностными примесями. Это явление назовем его каймой насыщения, не имеет связи со взмучиванием донных осадков. Оно возможно и в спокойную погоду, когда нет волн и ветра, но есть перемешивание, вызванное прибрежным течением. Посмотрим, как возникает кайма.

Допустим, что между берегом и морем происходит обмен каким-то веществом C . Последующие доказательства будут справедливы не только для берега, но и для дна, не только для вещества, но и для количества движения. Из опытов известно, что в некотором, прилегающем к границе слое коэффициент турбулентной диффузии (и трения) возрастает с удалением от границы по линейному закону

$$K_x = K_0(1 + ax). \quad (115)$$

Соответствующий слой называют иногда логарифмическим, поскольку линейное измерение K_x приводит к логарифмическому распределению субстанции C с удалением от границы. Проверим это. Запишем уравнение диффузии вдоль оси x для случая стационарного рас-

пределения субстанции C , обозначив ее концентрацию, как и раньше, через c :

$$\frac{d}{dx} \left[K_0 (1 + ax) \frac{dc}{dx} \right] = 0. \quad (116)$$

Поскольку производная равна нулю, величина, стоящая в квадратных скобках, должна быть постоянной вдоль оси x :

$$-K_0 (1 + ax) \frac{dc}{dx} = A, \quad (117)$$

где A — константа, величина которой равна потоку субстанции через границу берег — вода.

Проведем в (117) разделение переменных

$$dc = - \frac{A}{aK_0} \frac{dax}{(1 + ax)} \quad (118)$$

и проинтегрируем

$$c(x) = - \frac{A}{aK_0} \ln(1 + ax) + A_1. \quad (119)$$

Постоянную величину A_1 найдем из граничного условия

$$c(x) \big|_{x=0} = c(0). \quad (120)$$

Подставив для этого уравнение (120) в уравнение (119), получим $c(0) = A_1$, откуда закон изменения концентрации окончательно запишется так:

$$c(x) = c(0) - \frac{A}{aK_0} \ln(1 + ax). \quad (121)$$

Графический вид формулы (121) — логарифмическая кривая, показывающая повышенную концентрацию в начале координат (берег).

Морскую кайму насыщения порождает поток вещества, идущий от берега в море. Однако этот поток нередко имеет вторичное происхождение. Сперва (или одновременно) может создаться полоса поверхностных загрязнений на берегу моря так же, как это происходит с пенкой молока при наклоне и покачивании чашки, — сперва пленка вместе с молоком наплывает на наклонную стенку чашки, затем при обратном наклоне молоко оттекает, а пленка оседает на стенку и прилипает к ней.

В современной океанологии для построения картины течений, и особенно пограничных течений, широко используется прием составления баланса вихря. Его популярное изложение сделано Г. Стоммелом [1963] и расширено Д. Толмазиным [1976]. Оба автора строили баланс для движущегося столбика жидкости. Однако преимущества имеет и другой путь: составление баланса на эйлеровский мапер — для неподвижного объема пространства, через который протекает жидкость. В этом случае можно наглядно показать, что равенство баланса нулю означает постоянство горизонтальной эпюры скорости в данном месте потока. Очевидно, что в установившемся потоке каждая горизонтальная эпюра постоянна во времени.

Покажем связь между вихрем и эпюрой скорости. Вихрем называется следующая характеристика поля скорости:

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}. \quad (122)$$

Вырежем на Северном полюсе вертикальный столбик воды, или воздуха, или земли. Очевидно, он будет вращаться вместе с Землей вокруг ее оси с угловой скоростью ω . Чему равен вихрь этого столбика, т. е. планетарный вихрь, на полюсе? По формуле он выразится суммой двух эпюр скорости. Одна, привязанная к оси x и показанная на рис. 30 линией CA' , имеет наклон $\partial v/\partial x$. Вторая, привязанная к оси y и показанная линией CB' , имеет наклон $-\partial u/\partial y$. Поскольку линейная скорость движения (u или v) равна угловой, умноженной на расстояние до оси вращения, имеем

$$\frac{\partial v_A}{\partial x} - \frac{\partial (-u_B)}{\partial y} = \frac{\omega CA}{CA} + \frac{\omega CB}{CB} = 2\omega. \quad (123)$$

Любой другой столбик бесконечно малого сечения, находящийся между полюсом и экватором, также будет обладать вращательным движением вокруг своей оси, направленной к центру Земли, но с меньшей угловой скоростью $\omega \sin \varphi$, и, следовательно, будет обладать меньшим планетарным вихрем $\Omega = 2\omega \sin \varphi$.

Знак вихря с осью z , независимо от того, направлена эта ось вверх или вниз, считается положительным, когда вращение происходит от оси x к оси y . На океанологических картах северного полушария ось x обычно направлена на восток, а ось y — на север. При этом планетарный вихрь и циклоническое движение имеют положительный знак, как в правой системе координат (ось z и ось вихря направлены вверх), так и в левой (ось z и ось вихря направлены вниз). Антициклоническое дви-

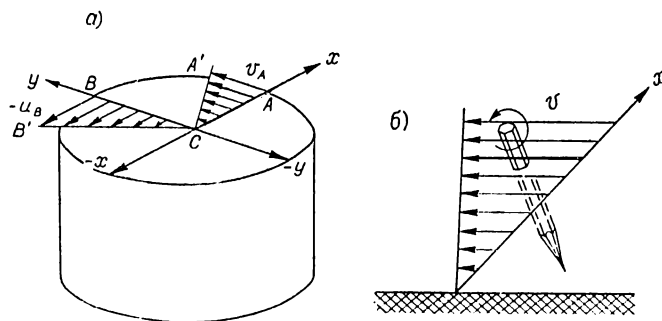


Рис. 30. Вихрь скорости во вращательном движении (а) складывается из двух нормальных друг другу эпюр скорости, а в прямолинейном движении (б) соответствует наклону единственной эпюры. Присутствие невидимого вращательного движения частиц вокруг своей оси можно обнаружить, поместив в поток карандаш.

жение получит отрицательный знак. Обратимся к эпюре пограничного течения вдоль прямого берега. Она также может иметь вихрь положительного (против часовой стрелки) или отрицательного знака, но отличается от эпюры кругового движения тем, что содержит лишь одну компоненту вихря dv/dx или du/dy .

Чрезвычайно важно еще одно различие вихрей: вихрь пограничного течения, вихри циклона и антициклона возникают в результате движения относительно неподвижных земных ориентиров и называются относительными вихрями. Связанные с ними эпюры можно наблюдать с помощью красителей и приборов. Иное дело планетарный вихрь, он ничем не проявляет себя и невидим, пока столбик воды сохраняет местоположение или форму. Однако планетарный вихрь начинает претворяться в относительное и видимое движение, в деформацию

эпюры скорости, как только столбик воды меняет широту места или вертикальную протяженность D . Происходит это по закону сохранения момента количества движения. Вращавшийся сравнительно быстро на полюсе столбик воды на другой широте, где вращение вокруг оси z меньше, чем на полюсе, будет стремиться сохранить прежнюю скорость вращения и прежний вихрь. Возникнет адвекция вихря, которая проявится зрительно в деформации эпюры скорости таким образом, что положительный наклон эпюры (соответствующий ее развороту против часовой стрелки) возрастет, а отрицательный уменьшится.

Допустим, что столбик воды изменил высоту — сплюснулся. Скорость его вращения, а она связана прежде всего с планетарным вихрем, упадет¹. Поэтому уменьшение толщины потока приравнивается к уменьшению положительного вихря и увеличению отрицательного.

Сделаем небольшое отступление. Может возникнуть трудность в осознании того утверждения, что понятие „вихрь” применимо не только ко всему сечению пограничного слоя или ко всему циклону (антициклону), но и к любой элементарной частице и столбику. Чтобы пояснить это, поместим в жидкость карандаш, который будет держаться вертикально с помощью грузика. Очевидно, что, если эпюра движения жидкости имеет наклон, карандаш будет вращаться вокруг своей оси, как показано на рис. 30 для пограничного течения.

Покажем теперь, как строится баланс вихря в неподвижном объеме жидкости на примере Гольфстрима (рис. 31). Слева находится берег. Эпюра скорости у берега имеет увеличенный наклон и знак плюс. Отсюда в поток диффундируют столбики воды и создают диффузию положительного вихря $D(+)$. Течение идет с юга и приносит частицы, сохраняющие инерцию малого планетарного вихря низких широт, этим создается отрицательная адвекция вихря $A(-)$. Дно потока вдоль Гольфстрима заглубляется и возникает топогенный вихрь, усиливающий планетарный $T(+)$. Ветер имеет антициклонический знак и стремится деформировать эпюру в сторону движения по часовой стрелке,

¹ Отношение двух вихрей — относительного к планетарному — называется числом Кибеля. Как отмечает А. С. Монин [1969], это число для атмосферы значительно меньше единицы.

из-за чего возникает вклад в баланс вихря B (—). Итак, уравнение запишется в виде

$$D(+) + A(-) + T(+) + B(-) = 0. \quad (124)$$

Равенство баланса нулю и установившееся движение в такой ситуации возможны. Поместим теперь берег на

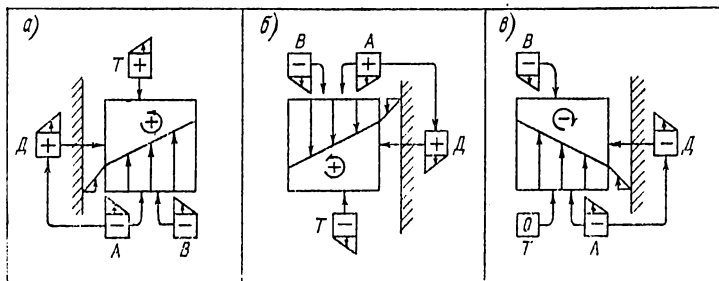


Рис. 31. Баланс вихря в неподвижном объеме пространства, пересекаемого течением, складывается, во-первых, из генерации вихря на месте (вследствие инерции планетарного вихря A в частицах воды, приносимых течением с другой широты, изменения вертикальной толщины течений T , неравномерного трения ветра о воду B и, во-вторых, из диффузии вихря с частицами, обладающими большим вихрем у берега D .

a — Гольфстрим, баланс вихря возможен; течение восточного берега океана: $б$ — баланс вихря возможен при малой скорости течения, $в$ — баланс вихря невозможен.

правую сторону течения и сделаем дно горизонтальным. Получится

$$D(-) + A(-) + B(-) = 0. \quad (125)$$

Установившееся движение невозможно. Рассмотрим, наконец, ситуацию, когда течение идет на юг, а берег расположен слева

$$D(+) + A(+) + B(-) = 0. \quad (126)$$

Равновесие возможно, но при малых скоростях течения, которым будут соответствовать малые значения $D(+)$ и $A(+)$. Очевидно, что при циклоническом поле ветра ситуации (125) и (126) заменятся на

$$D(-) + A(-) + B(+) = 0, \quad (127)$$

$$D(+) + A(+) + B(+) = 0. \quad (128)$$

Невозможность установившегося течения в некоторых ситуациях, очевидно, должна означать регулярные кризисы и разрушения струи потока, изменения направления струи, дивергенции и подъемы воды. Примеры тому — восточное побережье Атлантики.

С помощью баланса вихря ученые пытаются объяснить удивительную черту многих океанических пограничных течений: берег, кажется, в целом не тормозит, а ускоряет эти течения, в связи с чем говорят о явлении отрицательной вязкости. Считается, что баланс вихря лучше всего объясняет быстрые течения вблизи западных берегов океана и медленные у восточных. Мы видели, что это справедливо, если считать течения установившимися, но они могут быть пульсирующими, вращающимися, меняющими глубину.

Известны примеры сильных и быстрых течений у восточных берегов морей и океанов. На рис. 32 изображена

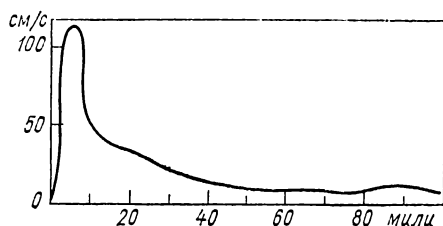


Рис. 32. Усиление скорости течения в Черном море над материковым склоном по разрезам, сделанным перпендикулярно Кавказскому побережью [Д. М. Филиппов, 1968].

займствованная из книги Д. М. Филиппова [1968] эпюра скорости поверхностного течения вдоль Кавказского побережья, построенная путем осреднения разрезов, перпендикулярных к берегу, в различные сезоны года. Легко видеть, что скорость резко увеличивается у берега, а это совпадает

с увеличением глубин. Максимальные скорости расположены над крутой частью материкового склона с глубинами 0,2—1 км.

По данным Банга и Андре [Bang, Andrews, 1974], скорости Бенгельского течения у края материковой отмели, в 40 милях от берега Африки на глубине 150 м (дно на 250 м), превышают 120 см/с. Интересен профиль напряжения ветра, предложенный для южной части Бенгельского течения (рис. 33). Этот профиль хорошо соответствует теоретическим моделям активизации атмосферных процессов у границы океан — берег, предложенным В. В. Шулейкиным [1968].

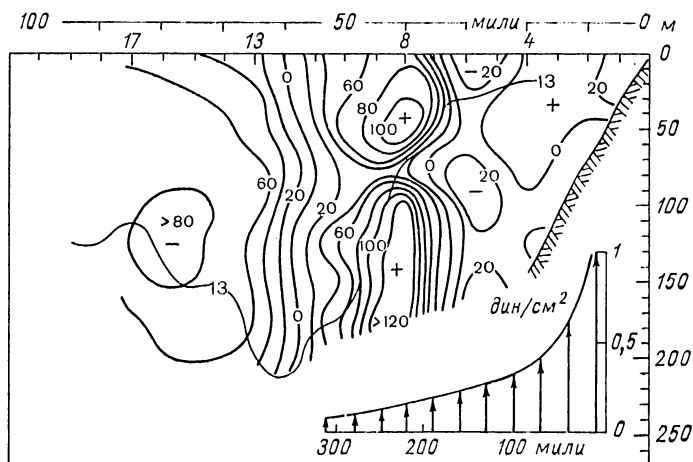


Рис. 33. Разрез скорости Бенгельского течения и профиль напряжения ветра над ним. Столовая бухта [Н. Д. Банг, В. Р. Х. Андре, 1974].

Упомянем о других проявлениях гидродинамической активности у берега: подъем воды, характерный для восточной пограничной полосы океана, погружение вод вблизи Антарктиды и Гренландии, „притяжение” берегом длинных волн. Скорость бега таких волн падает с уменьшением глубины, а фронт волн разворачивается на берег ($c = \sqrt{gH}$, где c — скорость, g — ускорение свободного падения, H — глубина моря). При набегании на берег пологие и низкие в открытом океане морские волны сейсмического (цунами) и приливного происхождения, согласно формуле Эри-Грина, многократно увеличивают свою высоту

$$h_{\text{мелк}} = h_{\text{глуб}} \sqrt{\frac{B_{\text{глуб}}}{B_{\text{мелк}}}} \sqrt{\frac{H_{\text{глуб}}}{H_{\text{мелк}}}}, \quad (129)$$

где B — ширина залива.

Большое внимание стали уделять генерации на материковом склоне океана гироскопических, или вихревых, волн. Эти движения возникают из-за инерции всегда присутствующего в частицах воды планетарного вихря. Выше было показано вызванное градиентом скорости вращение частиц воды и карандаша в потоке. Представим противоположную последовательность событий. Допус-

тим, что столбики воды по какой-то причине приобретают, подобно карандашу, видимое вращение вокруг своей оси, когда они приближаются к линии *AB*. Пусть некоторый объем воды приблизился к загадочной линии, и частицы пришли во вращение по часовой стрелке. Поскольку вращение частиц и эпюра скорости однозначно связаны друг с другом, эпюра будет искривляться. Левые частицы подадутся вперед, а правые — назад. Разрыв скорости невозможен, поэтому при движении вперед левые частицы вовлекут в движение другие, расположенные еще левее от них. Так как начинают вращаться и вовлеченные частицы, авангард движения смещается влево, и, таким образом, налево, вдоль линии *AB*, побежит поперечная волна, образованная горизонтальным смещением частиц в направлении, перпендикулярном бегу волны.

Таинственной линией, приближение к которой вызывает вращение частиц по часовой стрелке, может быть верхняя граница материкового склона или параллель, расположенная на более высокой географической широте, чем исходное положение частиц. В первом случае возникающая гироскопическая волна будет называться топогенной, во втором — планетарной (например, планетарные волны Россби). В топогенной волне часть планетарного вихря частиц трансформируется в завихренность относительно земных ориентиров, и это происходит по закону сохранения момента количества движения при изменении высоты столбиков жидкости. В планетарной волне (согласно закону сохранения) планетарный вихрь при изменении широты места своего носителя (жидкой частицы) не исчезает, а трансформируется в относительный вихрь скорости.

Феномен сближения и расхождения морских границ

Для понимания океанической структуры обычные меры расстояния — мили или метры — бывает целесообразно заменить специальными, в которых расстояние разделено на скорость передачи, если говорить обобщенно, какого-то сигнала, а конкретно — изменения количества движения, температуры, солености и других субстанций. Поскольку все изменения в основном происходят на границах океана, специальные меры расстояния нужны, чтобы измерять их в направлении к границам. По пути

от границы сигнал во многих случаях рассеивается (например, когда передается механизмом диффузии), поэтому глубина, на которую сигнал проникает, оказывается зависящей от его продолжительности. Кратковременные сигналы даже в мелководных частях океана не достигают дна. Например, суточные колебания температуры воды на поверхности неразличимы уже на глубине примерно 10 м.

Скорость передачи сигнала диффузией, выраженная коэффициентом диффузии, имеет размерность квадрат длины, деленный на время. Такую же размерность имеет коэффициент кинематической вязкости и коэффициент температуропроводности. В перечисленных случаях (диффузия, трение, температуропроводность) расстояние — время должно вычисляться по формуле

$$t_x = \chi x^2 / K, \quad (130)$$

где t_x — расстояние в единицах времени, т. е. время движения сигнала, x — расстояние в единицах длины, K — коэффициент диффузии, или теплопроводности, или вязкости, χ — безразмерный коэффициент, учитывающий ослабление сигнала.

Решая уравнение диффузии при различных граничных условиях, можно найти значения коэффициента ослабления сигнала. Назовем простейшие случаи, когда длительность сигнала не меньше, чем время распространения:

1) если сигнал от одной граничной поверхности достигает другой и теряет в пути 0,1 своего значения, то $\chi = 1$. Пример: на дне моря поддерживается постоянная концентрация загрязнителя (длительный незатухающий сигнал); глубина моря равна 1000 м; коэффициент диффузии постоянен и равен 8,6 м²/сутки, или 1 см²/с; время до выхода загрязнений на поверхность в концентрации 0,9 от придонной, согласно формуле (130), будет равно 317 годам;

2) если сигнал от граничной поверхности теряет 0,99 своего начального значения (достигает ли он другой граничной поверхности — безразлично), то $\chi = 0,07$. Пример: условия задачи прежние; ответ: время до выхода загрязнений на поверхность в концентрации 0,01 от придонной составит 22 года;

3) сигнал от одной поверхности еще не достиг другой поверхности. Эта ситуация называется условием бесконечно глубокого (широкого) моря. Ослабленное наполовину значение сигнала находится на удалении χ от исходной поверхности, $\chi=1,1$.

Расчеты перемешивания и течений показывают, что океаническое пространство анизотропно: оно передает влияние граничных поверхностей с разной скоростью в разных направлениях. Например, наиболее быстрые течения на экваторе могут перенести воду Атлантики от западного до восточного берега за 50 суток, тогда как в Центральной Атлантике, где нет течений, пересекающих океан, для переноса и почти полного замещения вод ($\chi=1$) путем перемешивания потребовалось бы около 100 лет. Поэтому воды от одного берега быстрее достигают другого, если движутся окольной дорогой циркум-граничных течений. Еще больше времени необходимо для переноса вод путем перемешивания в вертикальном направлении. Полное обновление вод у дна при этом процессе может происходить за тысячи лет. Учесть неоднородные свойства пространства в структуре океана можно

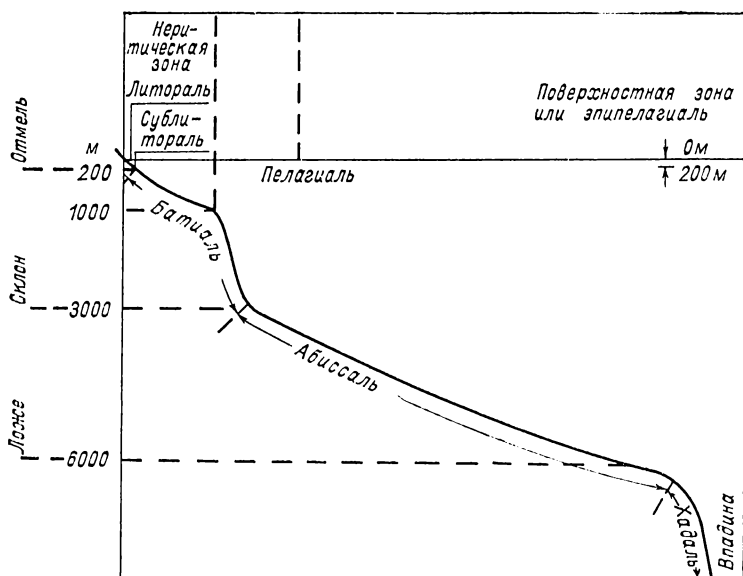


Рис. 34. Участки рельефа и зоны в океане.

с помощью разрезов и карт, построенных в особом анизотропном пространстве — времени, где расстояние от границы будет зависеть от скорости поступления вод от этой границы. При этом обычное пространство как бы деформируется и происходит сближение или расхождение граничных поверхностей.

Сгущения жизни

Говорить о жизни в придонном слое — значит, рассматривать его в чистом виде, т. е. в удалении от других границ раздела. К таким районам относятся лишь глубины центральных частей океанов — абиссаль и хададь (рис. 34). Жизнь на глубоководном дне, хотя и более сконцентрирована, чем в водах глубин, все же весьма бедна и по видовому разнообразию, и по биомассам организмов. Хемотрофные бактерии находят здесь такие же источники вещества и энергии, как и в других местах океана, но глубоководные животные получают готовое органическое вещество лишь в виде взвесей, падающих сверху, или в растворенном виде. Некоторые сидячие донные животные не имеют внутренней пищеварительной системы, и, возможно, растворенное органическое вещество — их основной источник углерода и энергии.

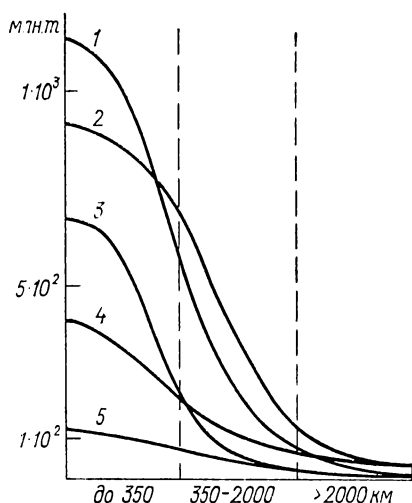


Рис. 35. Распределение биомассы зообентоса в направлении от берега к центральным районам океанов (по Т. С. Лукьяновой, 1975).

1 — Атлантический океан, 2 — Тихий океан, 3 — Северный Ледовитый океан, 4 — Южный океан, 5 — Индийский океан.

По мере движения от центральных районов к берегу, на материковом склоне, а затем и на материковой отмели (шельф), разнообразие и биомасса донных организ-

мов значительно увеличиваются (рис. 35). Средняя биомасса здесь на порядок выше, чем на глубоководном дне, а распределение животных по географическим поясам асимметрично. А в прибрежных районах — в зоне 350 км от берега — биомасса и видовое разнообразие возрастают еще больше. Организмы с разным типом обмена веществ — хемотрофы, гетеротрофы и автотрофы — взаимодействуют здесь в прибрежных донных сообществах.

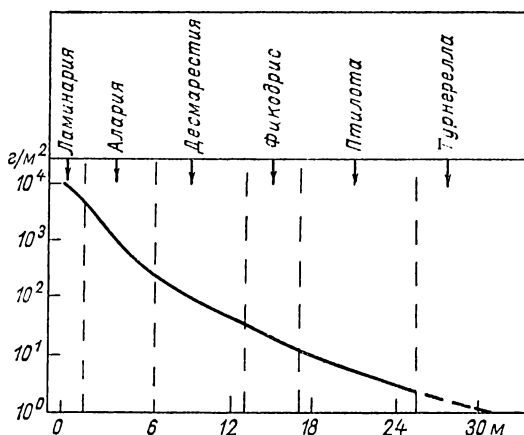


Рис. 36. Распределение биомассы макрофитов в направлении от берега в Баренцевом море [М. В. Пропп, 1971].

Распределение средних значений биомассы бентоса мелководных районов по географическим поясам неравномерно: максимум биомассы сдвинут в северное полушарие, где береговая линия и площадь, занятая шельфом, в несколько раз больше, чем в южном полушарии с его гораздо меньшей площадью материковой суши. Если судить по этим признакам, то наибольшая плотность донного населения должна бы быть в Северном Ледовитом океане! Поразительно, что так оно и есть. Здесь она выше в 3 раза, чем в Атлантическом океане, и в 7 раз, чем в среднем по Мировому океану.

Если в широкой прибрежной зоне выделить узкую, примыкающую к берегу полосу, то окажется, что концентрация живого вещества продолжает повышаться

в направлении к берегу. И в интервале глубин 0—30 м биомасса водорослей на квадратном метре поверхности дна возрастает почти в десять тысяч раз (рис. 36). Аналогичным образом в этой полосе увеличивается и концентрация отдельных видов животных. На шельфе сосредоточена, по современным оценкам, большая часть (около 60%) донных организмов Мирового океана, хотя шельф занимает лишь 7,6% его площади.

„В прибрежных сгущениях границы между пленками гидросферы вообще сближаются, а в мелких морях и вблизи берегов исчезают. В этом последнем случае сливается действие всех скоплений жизни и наблюдаются области особенно интенсивной биохимической работы разного типа”, — писал в 1926 г. В. И. Вернадский, отмечая контрасты в распределении жизни в океане.

Как в случае главного пограничного слоя (поверхности раздела океан—атмосфера) существует переходная водо-воздушная прослойка, так и у берегов океана есть ничейная территория, приливо-отливная полоса — литораль. По насыщенности организмами литораль (и сублитораль) похожа на живую кайму моря: плотность их достигает 80 кг/м². Многие организмы выполняют биологическую фильтрацию и очищают воду. Мидиевый пояс Черного моря фильтровал в сутки больше воды, чем реки вносят за год. Сейчас этот живой пояс в значительной мере ослаблен загрязнением. Объем производительности биофильтров можно сравнить с расходом морских течений. Воды, прошедшие морской биофильтр, становятся прозрачнее и легче; существует даже предположение, что в результате они могут всплывать (биогенная циркуляция водных масс в прибрежье).

Еще недавно, оценивая запасы организмов в океане, гидробиологи рассматривали неритические зоны и моря как реальные модели океана. „И многим казалось, — пишет Ю. Ю. Марти [1976], — что за счет ресурсов океана можно раз и навсегда решить белковую проблему при любом увеличении народонаселения планеты”. Но такие модели заведомо не подобны оригиналу.

Первичная продукция на единицу площади в открытом океане в среднем в 2—6 раз ниже, чем в прибрежной зоне, а суммарная первичная продукция — в несколько раз больше, благодаря огромной площади открытого океана (табл. 2). Из перенесения таких соотношений на нектон и возникло представление о его неограниченных

Таблица 2. Первичная продукция и потенциальная рыбопродуктивность по Райтеру [Сорокин, 1973] и биомасса бентоса [Лукьянова, 1975] в основных районах и подразделениях дна Мирового океана

Районы и зоны океана	Подразделения дна	Глубина, м	% общей площади	Средняя продукция, гС/м ² в год	Суммарная продукция, %	Потенциальная рыбопродуктивность			Биомасса бентоса		
						рыбопродук-		т	г/м ²	млн. т	%
						млн. т	суммы				
Районы апвеллингов			0,1	300	0,5	120	49,2		69,5	1920	58,1
	шельф	0—200	7,6								
Шельф и неритическая зона			9,9	100	18,0	120	49,2		16,1	1060	32,0
	склон	0—1000	17,2								
	ложе	200—3000	75,2						1,18	320	9,9
Открытый океан		>3000	90	50	81,5	1,6	0,7				
		>1000									

запасах. Но как ни усиливали рыболовный флот и технику лова, упирались в потолок ежегодных уловов в океане около 60 млн. т (а всего по гидросфере — около 70 млн. т). И, как отмечает Ю. Ю. Марти, в настоящее время возможности рыбного промысла в океане в расчете на nekton определяются большинством ученых в 70—80 млн. т. Следовательно, оценка возможностей океана по nektonу оказалась завышенной... примерно в 50 раз. Действительно, как видно из табл. 2, теперь расчеты показывают, что на всю массу открытого океана приходится меньше 1% общей потенциальной рыбопродуктивности т. н. Мирового океана. Поскольку людям свойственно кидаться в крайности, следует ожидать, что теперь эта оценка сильно, по-видимому на порядок, занижена.

Факт сгущения жизни в прибреж-

ном пограничном слое требовал объяснения, поиска какого-то основного, ведущего элемента. Предполагали, что это материал разрушения берегов в извечной борьбе моря и суши или вещества, поступающие из донных осадков, наконец, и это выглядело убедительнее всего, — вещества речного стока, включая органические соединения, биогенные элементы, микроэлементы, взвешенное косное и живое вещество. Действительно, эстуарии известны как исключительно богатые жизнью районы.

В 1934 г. крупнейший гидробиолог академик С. А. Зернов писал: «Поэтому те районы Мирового океана, где приток речной воды слаб, при прочих равных условиях являются наиболее слабо заселенными; так, например, бедностью своей жизни отличается восточная часть Тихого океана с наименьшим притоком пресных вод с западных берегов Америки, где совершенно не имеется значительных рек.

Больше того, Тихоокеанское побережье Южной Америки в значительной своей части представляет собой пустыни».

В 1969 г., приводя в своей книге это высказывание С. А. Зернова, профессор П. А. Моисеев напоминает хорошо известный сегодня факт: «Ныне именно воды, омывающие Тихоокеанское побережье Южной Америки, оказались наиболее продуктивными». Действительно, самый продуктивный район Мирового океана — Перуанский апвеллинг и высокопродуктивный район апвеллинга у берегов Чили. Вместе с другими знаменитыми продуктивностью районами апвеллингов в тропической области в восточных прибрежных пограничных слоях океанов (Уолфиш-Бей у Африки, Калифорнийский у Северной Америки и др.) они дают, как это видно из табл. 2, половину потенциальной рыбопродуктивности Мирового океана, несмотря на то, что занимают всего лишь 0,1% его общей площади. В то же время, как отмечает П. А. Моисеев, такие крупнейшие реки мира, как Амазонка, Миссисипи, Ла-Плата, Хуанхэ, Янцзы и др., не создают в океане особопродуктивных районов, а Конго и Амур даже понижают продуктивность. Последнее, вместе с другими обстоятельствами, наводит на подозрение о существовании очередной ловушки под современным объяснением выдающейся продуктивности районов апвеллингов.

Даже если бы районы апвеллингов не имели столь выдающегося рыбопромыслового значения, они все равно привлекли бы к себе особое внимание ученых. Л. А. Зенкевич [1971] так писал о них: «На сравнительно небольшой для океана в целом площади происходят океанологические процессы, с исключительной яркостью вскрывающие взаимосвязанность и взаимообусловленность физических, биологических, химических и геологических процессов в океане, развертывающихся в определенной последовательности. Более показательного примера мы пока не знаем».

Понятно, почему биологи Института океанологии под руководством профессора М. Е. Виноградова с каждым годом расширяют комплексные исследования апвеллинга, привлекая к ним физиков, географов, химиков, геологов и математиков. Созданы уже первые варианты реализуемых на ЭВМ численных математических моделей [Виноградов и др., 1973; Флейшман, Крапивин, 1974].

Современные представления о механизме вспышки жизни в районе апвеллинга кратко могут быть сведены к такой схеме. Пассатные ветры и холодные пограничные течения у восточных берегов, направленные в южном полушарии на север (Перуанское, Бенгельское), а в северном — на юг (Калифорнийское), а потому отклоняющиеся под действием силы Кориолиса на запад, в верхних слоях создают течения, сгоняющие воду от шельфа в открытый океан. На их место, соответственно уравнинию неразрывности, с глубин (около 200 м) поднимаются воды, холодные и богатые биогенными элементами. Обогащение верхнего пограничного слоя биогенными элементами, и прежде всего — фосфатами, резко повышает скорость первичного продуцирования органического вещества фитопланктоном (до 200—800 мгС/(м³·сутки)). Этот мощный сигнал распространяется по пищевой цепи, которая очень коротка, что обеспечивает высокую продукцию и биомассу (более 10 млн. т) на конечном звене (рыбы).

За пределами шельфа концентрация биогенных элементов в верхнем пограничном слое резко падает, поэтому меньше становится (на 1—2 порядка) величина первичной продукции и удлиняется (на 2—3 звена) трофическая цепь, со всем этим уменьшается и конечная продукция. Воды же погружаются на глубину, частично возвращаясь в цикл.

Контур ячеек циркуляции и ее скорость зависят также от площади и угла наклона дна шельфа и склона

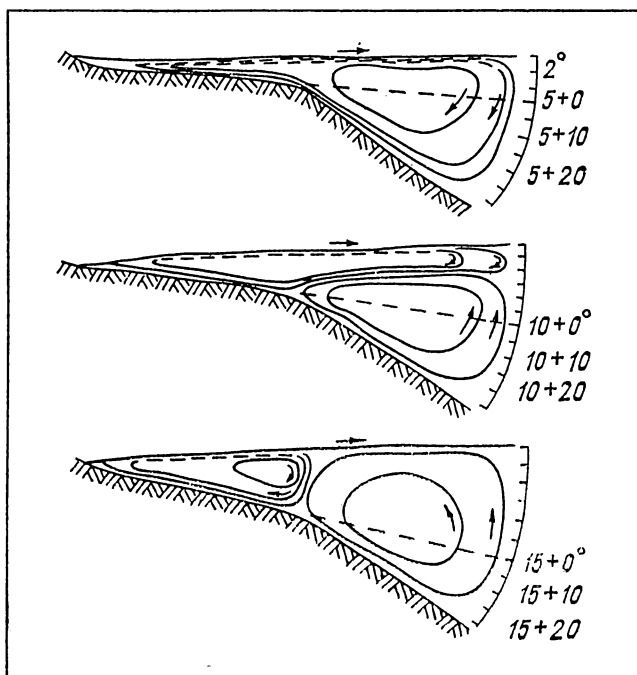


Рис. 37. Влияние профиля дна на интенсивность вертикального перемешивания и на ячейки циркуляции в прибрежной зоне [Постнова, 1962]. С возрастанием угла наклона дна склона возрастает интенсивность вертикального перемешивания, подъема вод и их горизонтального движения, увеличивается скорость оборота в биогеохимическом цикле.

(рис. 37). Благодаря циркуляции и завихрениям лишь незначительная часть икринок, личинок, планктона, включая микроорганизмы, уносится навсегда за пределы этой активной зоны. Избыток органического вещества, производящегося здесь, создает условия для возникновения дефицита кислорода в придонном пограничном слое, и непосредственно у берега сероводородная зона может подниматься близко к поверхности воды, оттесняя максимум продуктивности на несколько километров или даже десятки километров от берега. По мнению

П. А. Моисеева, вообще 0,6 млн. км² площади шельфа и верхней части склона неперспективны для промысла донных рыб из-за дефицита кислорода или сероводородного „заражения”. Временами это становится причиной массовой гибели рыб потрясающих масштабов.

Таким образом, основным, ведущим элементом, толчком к вспышке жизни служат биогенные элементы, и особенно фосфаты. Это весьма лаконично сформулировал Ю. Ю. Марти: «Океан богат жизнью там, где биогенные соли поднимаются на поверхность моря». Хотя это и ясное объяснение, за ним, возможно, как раз и скрыта очередная ловушка.

Самые заметные признаки ловушки обнаружили химики А. Н. Богоявленский и О. В. Шишкина [1971]. Они обратили внимание на то, что в водах, окружающих Чилийско-Перуанский район, содержание минеральных соединений биогенных элементов ниже, чем в собственных водах этого района; значит, последние не могут обогащаться соединениями биогенных элементов за счет поступающих вод, а, наоборот, обедняются ими. Возникли два других предположения: апвеллинг интенсифицирует процесс трансформации вещества, в том числе образование минеральных соединений из органического вещества (минерализацию) в верхнем пограничном слое и (или), приводя к анаэробным условиям нижний пограничный слой, вызывает выделение (мобилизацию) фосфатов из донных осадков. Говоря словами В. И. Вернадского, он создает условия для интенсификации биохимической *работы разного типа*. Не в этой ли мысли В. И. Вернадского и кроется указание пути, на котором можно обойти ловушку?

Другой признак очередной ловушки нам уже встречался: некоторые крупные реки, выносящие много биогенных элементов в океан, не создают выделяющихся продуктивностью районов. Следует также учитывать, что иногда прибрежные районы с достаточно высокой концентрацией биогенных элементов, включая фосфаты, пустынные, но чисто физические изменения условий в них неожиданно приводят к сгущению жизни.

Например, у острова Гот (вблизи Новой Зеландии), где на песчаном дне обитали только три рака-отшельника и стайка мизид, сложили старые автомобильные покрышки. Через месяц на покрышках обнаружили пленку обрастания и вокруг разнообразные организмы. Через

2,5 месяца там уже скопилось 2000 раков-отшельников и сложилось сообщество рыб из 7 постоянно обитающих видов и 19 периодически появляющихся, причем биомасса рыб достигла $1,5 \text{ кг/м}^2$ и была в 10—14 раз больше, чем на ближайших рифах, вообще знаменитых богатством и разнообразием жизни. Б. Рассел, описавший наблюдения за искусственным рифом из автомобильных покрышек, отмечает механическое разрушение волнами сложившихся сообществ [Russell, 1975].

Непосредственно с фосфатами не связано и сгущение жизни на коралловых рифах, отмечающих на западных границах океанов бедные биогенными элементами окончания пассатных течений, «сближающих» противоположные берега океанов. Но в обоих случаях явно выделяется пограничный эффект и связанная с ним интенсификация биохимической работы разного типа.

Обзор биологических ресурсов гидросферы Ю. Ю. Марти сопровождает следующим замечанием: «Биологическая структура океана связана с огромным числом взаимосвязанных и взаимообусловленных факторов, определяющих его жизнь и биологическую продуктивность. Одним из основных элементов, который должен быть признан ведущим, является густота жизни (термин Вернадского)». Как мы знаем, В. И. Вернадский говорил о сгущении в пограничных слоях.

Практика промысла и пограничные сгущения

Одно из генеральных проявлений влияния граничных поверхностей заключается в том, что средняя биомасса и средняя продуктивность моря обычно тем больше, чем меньше его размеры. Действительно, биологические ресурсы внутренних пресных вод и внутренних морей были богатейшей ареной промысла, слишком интенсивного, чтобы выдержать его. И вероятно, со временем внутренние воды снова станут богатейшей «житницей». Пока же можно проследить интересную эволюцию промысла: развиваясь сравнительно мало под влиянием науки, в основном прагматически, он в своеобразной форме переоткрыл важнейшие природные закономерности океана, открытые наукой и раньше, и убедительнее.

Морской промысел с самого начала был ориентирован почти исключительно на последние звенья пищевых цепей — рыб и млекопитающих. Начавшись во внутренних

морях и у самой кромки берегов океана, он постепенно отодвигался все дальше и дальше. Этому способствовало много причин: совершенствование судов и навигации, обеднение, а затем постепенное истощение рыбных ресурсов прибрежных вод, расширение государственных границ на шельфе, но едва ли не в наибольшей мере — манящая иллюзия неисчерпаемости запасов рыбы в океане. Эта иллюзия ассоциировалась с его громадностью, так как продуктивность прибрежных вод ошибочно распространялась на весь океан. В течение многих лет океанический промысел имел возрастающий успех в основном за счет роста интенсивности и объема вылова (мировой траловый флот насчитывает сейчас сотни тысяч судов). В значительной мере вылов продолжал тяготеть к водам до 200 м, а в открытом океане был приурочен к богатому верхнему слою. На такой промысел были рассчитаны методы и средства разведки стай рыб, техника и орудия лова, гигантские размеры самого флота. Если в 1900 г., задолго до широкого выхода судов в океан, общий мировой вылов организмов достигал 4 млн. т, давая примерно 2,5 кг биомассы в год на каждого жителя Земли, то в 1960 г. он достиг 40 млн. т, а в 1975 г. 70 млн. т, давая теперь каждому в среднем 17—20 кг биомассы ежегодно. Таким образом, человечество чисто эмпирически перешло от использования продуктивной, но не очень обширной «пленки» живого вещества прибрежного пограничного слоя к использованию переходных зон, менее продуктивных, но зато гораздо более обширных. Это была чисто экстенсивная, научно весьма примитивная стратегия, давшая временный успех и относительно быстро приведшая к очень дорогому отрезвлению.

Однако пока иллюзия громадности рыбных запасов океана сохранялась, главное направление научных исследований территориально совпадало с развитием науки (находясь в значительной мере под его влиянием). Выйдя из прибрежных районов, а нередко вообще надолго их оставляя, научные экспедиции почти всех развитых стран стали работать преимущественно в океане, сосредоточив свое внимание, как и промысел, прежде всего на верхнем слое вод, а в пространственном отношении — в первую очередь на удобных для изучения устойчивых пелагических сообществах тропиков и в рай-

онах высокопродуктивных апвеллингов. Важное отличие исследований состояло в том, что они были ориентированы не только и не столько на конечные звенья пищевых цепей, непосредственно интересные для промысла, сколько на всю пищевую цепь и даже преимущественно на ее начальные (фитопланктон и бактерии) и вторичные (зоопланктон) звенья, как основу рыбопродуктивности. Заметим, однако, что самые фундаментальные уровни, подстилающие живую пирамиду океана,— минеральные питательные вещества в их взаимодействии с популяциями организмов и сообществами — изучались гораздо меньше. В центре внимания стояли лишь биологические объекты.

Изучение распределения биомассы организмов и продукционных процессов в пелагиали открытого океана дало важнейшие научные результаты. Достигнуты успехи в анализе и теоретическом синтезе структурной и функциональной организации пелагических сообществ и экосистем [Виноградов, 1978; Виноградов, Шушкина, 1976; Виноградов и др., 1973], однако они еще далеки от завершения; еще дальше мы от возможности дать практике рекомендации, ведущие к существенному повышению продукции в этих водах.

Между тем, стратегия эксплуатации биологических ресурсов океана за последние 5—10 лет стала меняться порой даже драматическим образом. Стало совершенно ясно, что современный океанический вылов рыб близок к своему потолку. В новых условиях выявились три важные тенденции. Одна — глубинный лов, уже достигший отметки 2000 м от поверхности, другая — добыча организмов средних и низших трофических уровней, например, криля, некоторых донных беспозвоночных и макрофитов, и третья — большее направление промысловых усилий в прибрежные воды. Первая тенденция, несомненно, не решит проблему. Вторая обещает более устойчивый успех, так как опирается на научное основание; но надо заметить, что донные беспозвоночные — в основном жители шельфа. Третья — обращение к биологии и ресурсам, а главное, к потенциальным возможностям шельфа, — по-видимому, наиболее научна и перспективна.

Таким образом, снова не столько в результате рекомендаций науки, сколько на основе собственной промыс-

ловой эмпирики хозяйственная политика избирает путь к комплексу важнейших пограничных слоев океана, где обеспечивается наибольшее воспроизводство биомассы. Для цовой ориентации на прибрежные районы весьма характерно и важно стремление не только восстановить и использовать природные ресурсы шельфа, но и усилить их марикультурой, возможной пока в специфических условиях прибрежья.

В разных странах мира проблемы марикультуры стали выдвигаться на все более видное место. Осознаются же и решаются пока технологические задачи: разработка культиваторов, технология выращивания и воспроизводства организмов и другие вопросы. Теоретические же основы марикультуры, т. е. потенциально самый мощный инструмент практики, отсутствуют, и, что гораздо хуже, отсутствуют пока направленные усилия к их созданию. Между тем их надо искать в изучении функциональной биологии шельфа, в частности, в изучении причин оптимального природного обеспечения обмена веществ у популяций организмов и сообществ в пограничных слоях.

Рыбное хозяйство вновь ориентируется на прибрежные районы, но уже с учетом тех возможностей, которые открывает научно-техническая революция. И перед учеными встает очень трудная задача — научиться взаимодействовать друг с другом, потому что изучить шельф нельзя, не разобравшись в многообразном взаимодействии океана и одновременно с атмосферой (и космосом), дном и берегом, а значит — и с человеком.

Человек на берегу

Что притягивает человека к берегу моря? Этот вопрос ученые-этнографы исследовали так же скрупулезно, как океанологи загадку «аттрактивности» берега для плавающих примесей и для морских организмов.

Среднее расстояние по суше от берега до берега — 1144 км. Чуть больше половины человечества (50,3%) живет постоянно (с отпускниками — еще больше) не далее 200 км от моря, «т. е. в полосе либо непосредственного, либо сильного косвенного влияния Мирового океана на хозяйство и весь жизненный уклад», как отметил на 23 Международном географическом конгрессе

московский этнограф В. В. Покшишевский [1976], приводя эти данные. Если же учитывать также пресные водоемы и реки, то оказывается, подавляющая часть человечества сгустилась у тройной границы раздела фаз: литосферы, атмосферы и гидросферы. Несмотря на все меньшую зависимость человека от природных условий и освоение ресурсов внутриматериковых районов, тенденция сгущения людей в прибрежной зоне с годами не только не ослабевает, но все усиливается.

Хотя факторы аттрактивности границы раздела для морских организмов и для человека, естественно, различны, они, как ни странно, одного характера. Один из самых важных факторов — благоприятные условия для обмена веществ: и экологического метаболизма, и международного торгового оборота, осуществляющегося в XX веке на 90% с помощью морского транспорта. Другой важный фактор аттрактивности — трофический, он полностью совпадает в обоих случаях: человек — конечное звено пищевой цепи океана, и он устремляется к шельфу, где интенсивнее всего воспроизводство биомассы на предыдущих трофических уровнях. Далее, шельф — богатый источник органических, минеральных ресурсов, строительных материалов и для морских организмов, и для человека. Человека интересуют, главным образом, аккумулированные на шельфе ресурсы, особенно нефть, происхождение которой каким-то неразгаданным еще образом связано с прибрежным пограничным слоем океана. Если же учесть, что к береговой линии все больше перемещаются энергетические установки и комплексы — от приливных до атомных электростанций, то понятно, почему прибрежные районы по обе стороны от границы раздела называют теперь важным плацдармом развития производительных сил.

Таким образом, человек со всей своей многогранной деятельностью стал важным элементом прибрежных экологических систем. В трофическом отношении он действует как хищник высшего порядка, а во внешнеметаболическом — как источник самых разнообразных веществ, включая токсичные или доселе неведомые природе (ксенобиотики). Экологические последствия этих действий почти не изучены, и чтобы разобраться в них, человечество тратит ничтожную долю усилий и средств.

Есть еще один фактор аттрактивности — эстетическая и рекреационная привлекательность прибрежного

ландшафта. Единственный и очень грубый аналог этому фактору, который можно придумать для морских организмов,— это инстинкт, заставляющий многих из них совершать тысячекилометровые миграции к определенным прибрежным районам—к местам нереста. Тех, кто в полной мере видел силу проявления этого инстинкта, она поражает навсегда. Но и проявления рекреационной аттрактивности морского берега впечатляют и заставляют думать, что здесь тоже, по-видимому, не обошлось без какого-то еще не разгаданного человеческого инстинкта, заставляющего массы людей, несмотря на все неудобства, скапливаться на морских пляжах. В связи с этим можно было бы вспомнить гипотезы, согласно которым именно морское мелководье является родиной жизни и первых земноводных организмов. Но, возможно, гораздо ближе к истине смелая гипотеза Д. В. Панфилова [1974] «литоральных гоминид»— гипотеза формирования первобытного человека под влиянием условий литорали океана.

Гоминиды — семейство приматов, к которому относятся и современный, и первобытный человек. Д. В. Панфилов предполагает, что семейство гоминид сформировалось на берегах теплых морей, где высшие обезьяны или пралюди собирали пищу во время отлива, как это сейчас делается во многих странах. Условия «работы» на литорали и частые погружения в воду способствовали закреплению следующих навыков и признаков: вертикальной походки; широкой сводчатой стопы, приспособленной к хождению по мокрому песку и гравия; исчезновению волосяного покрова, который, намокая, охлаждает тело и покрывается солью; носа с направленными вниз ноздрями (если бы они были направлены вверх или в стороны, как у всех современных обезьян, вода легко попадала бы в дыхательные пути). И наоборот, слух и обоняние не давали в условиях литорали преимущества, и они ослабли или не развились; зрение же сохраняло свое значение. Закреплению этих признаков отнюдь не способствовали бы условия саванн, которые чаще всего считают родиной человека. Разнообразие условий на литорали и побережье миллионы лет усложняли поведение и совершенствовали нервную систему гоминид. Со временем группы «литоральных гоминид» начали осваивать речные долины (уровень пита-

кантропов), а в четвертичную эпоху с отступлением моря — заселили их (уровень неандертальцев).

Хотя эта дерзкая литоральная гипотеза лучше, чем саванная, объясняет происхождение морфологических и физиологических особенностей человека¹, она имеет много слабых мест. Одно отмечает сам автор гипотезы: невозможно обнаружить останки литоральных первобытных людей в пограничной полосе, где извечно ведется борьба суши и моря. Здесь на ничейной территории между сушей и морем, приливо-отливные движения, волнение и прибой истирают даже камни и ракушки в гальку и песок, за которые так любим морские пляжи мы и строительные организации.

Может быть, вовсе и не зов предков, а что-то другое и разное гонит людей искать отдых в одном месте — на Рижском взморье, в Крыму или в Дальних Зеленцах на берегу сурового Баренцева моря. Разное влечет к берегу рыбака, строителя, энергетика, нефтяника, «купца». Эта уникальная на планете тройная граница пересечения сфер Земли дает ученым достаточно условий для выдвижения удивительно разнообразных гипотез — от происхождения жизни и нефти до происхождения человека. И почему бы именно эту границу не выбрать природе для столь уникальных экспериментов?

Может быть, в этой необычной особенности, в разнообразии условий, в возможности предоставить каждому то, что ему необходимо, и одновременно взять от каждого его специфический продукт и этим еще больше обогатить и разнообразить условия, может быть, именно в этой положительной обратной связи и самовозрастании разнообразия условий и кроется простой секрет сгущения жизни в пограничном слое на тройной границе раздела фаз?

Однако в океане есть еще одна тройная граница раздела фаз: атмосфера — вода — лед. Что же, и она должна вызывать каким-то образом сгущение жизни? Белое безмолвие — так мы привыкли думать о белых ледяных ландшафтах.

¹ Этой гипотезе существует следующее любопытное подтверждение: «Ряд явлений постоянно напоминает о нашем морском происхождении. Например, наш половой цикл восходит к ритму приливо-отливных движений» [Хорн, 1972].

В ледовитых океане и морях географы выделяют два контрастных вида ландшафтов — ледовые и водно-ледовые [Бородчаев и др., 1976].

Ледовыми ландшафтами называют ледяные массивы, изолирующие воду от атмосферы; в таких районах слаба вертикальная циркуляция воды и угнетенное состояние, «всех звеньев биологической цепи растительных и животных организмов на поверхности моря, на морском дне...» Это то же, что на суше чисто сухопутные ландшафты (пустыни) или в океане — чисто водные ландшафты (батипелагаль, также пустынная).

Водно-ледовые ландшафты — это воды у кромки льдов, полыньи и прогалины, устойчивые трещины и разводья. Казалось бы, велика ли разница. Но здесь нет изоляции воды от атмосферы. Аналогом водно-ледовых ландшафтов являются районы апвеллингов. Им свойственны «развитие всех звеньев биологической цепи от мельчайших растительных микроорганизмов до самых гигантских на Земле позвоночных, максимальная продуктивность» [Бородчаев и др., 1976]. Посмотрим на примере полыньи, как активизируются процессы. В холодное время в прибрежных районах замерзающих морей часто создаются контрастные температурные условия. На их основе развивается группа взаимосвязанных термодинамических процессов, образующих саморегулирующуюся систему полынья — берег. Эта система функционирует как тепловая машина второго рода, т. е. машина, которая черпает энергию для своей работы из температурного контраста материк — море [Шулейкин, 1968].

На основе температурного контраста возникает ветер муссонного типа, в направлении берег — море. Этот ветер задерживает становление неподвижного прибрежного льда — припая, периодически вынося молодой и непрочный лед в море. Тем не менее, хотя и не с первой попытки, припай устанавливается в замерзающих морях практически везде. Сперва он закрепляется в бухтах и под прикрытием островов, но затем понемногу продвигается в открытое море, окружая даже мысы. При этом обращенная к морю граница припая окаймлена полосой открытой воды — заприпайной полыньей, которая сохраняется с удивительным постоянством, невзирая на жес-

токие морозы. За полыней простирается область битого дрейфующего льда.

С берега или самолета можно видеть, что обычно поперек полыни тянутся сносимые ветром полосы ледяного сала — кристаллов свежееобразованного льда. Именно этот процесс — непрерывный вынос ледяных кристаллов за пределы полыни — и поддерживает существование открытой воды в любые морозы.

Проследим цепочку причин и следствий, поддерживающих устойчивость полыни. Чем больше мороз, тем больше температурный контраст берег — море, сильнее муссонный ветер. Чем сильнее ветер, тем быстрее отесняется и дрейфует в море битый лед, расположенный с мористого края полыни. Полыня, казалось бы, должна раздвигаться, но во взаимодействии принимают участие отрицательные обратные связи. Чем сильнее ветер, тем быстрее охлаждается вода полыни, интенсивнее образуется ледяное сало и, дрейфуя по ветру, смерзается в ледяной покров. Таким образом, одновременно усиливаются и процессы механического расширения полыни, и процессы зарастания ее мористого края молодым льдом. Возникает динамическое равновесие системы, которое можно выразить с помощью уравнений или набора графиков [Лебедев, 1968].

Важно обратить внимание на то обстоятельство, что ледяной покров служит эффективным теплоизолятором воды. Существует следующая зависимость между толщиной образовавшегося льда (начиная с нулевой) и потерями тепла:

$$i^2 = 120t, \quad (131)$$

где i — толщина льда, θ — разность отрицательных температур вода — воздух (верхняя граница льда), t — время в сутках.

Согласно формуле (131), при разности температур 20°C на образование первого сантиметра льда требуется 6 минут, а сто первого — 23 часа 30 минут, так как сто первый сантиметровый слой льда будет защищен от охлаждающего воздействия воздуха метровым слоем льда, словно асбестовой плитой.

Следовательно, на полыне лед из воды выделяется необычайно интенсивно, во много раз быстрее, чем под ледяным покровом. Но кристаллы льда состоят лишь из

пресной воды. Поэтому при кристаллизации на поверхности полынь вода интенсивно осолоняется, а значит, возрастает плотность ее и развивается мощная вертикальная конвекция. Общая схема процессов показана на рис. 38.

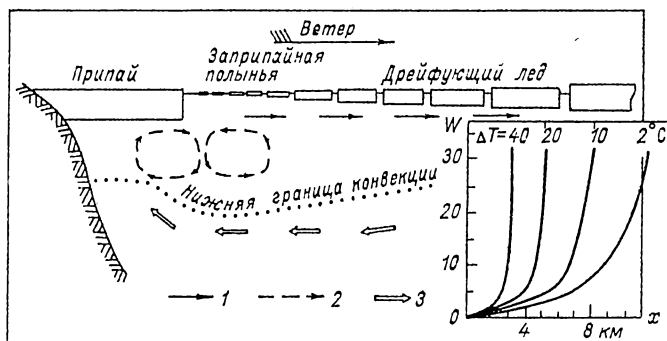


Рис. 38. Схема заприпайной полыньи и зависимость ее ширины x (км) от разности температур вода — воздух ΔT и скорости ветра w (м/с) (по К. Д. Сабину, 1960, и В. Л. Лебедеву, 1968).

1 — ветровая составляющая течения, 2 — составляющая, обусловленная горизонтальным градиентом плотности, вызванным неравномерностью образования льда и осолонения, 3 — компенсационное течение.

В 30-е годы полярники обнаружили бурное цветение планктона у кромки льдов в арктических морях. Хотя давно были известны такие яркие примеры водно-ледовых ландшафтов, как ареалы моржей или гнездовья императорских пингвинов, все же сгущение жизни у кромки льдов было неожиданностью. До сих пор оно остается загадкой, несмотря на многочисленные попытки исследовать и объяснить его, используя гипотезы и опыты, от самых простых до сверхтонченных.

Аквалангисты, погружавшиеся на дрейфующих станциях «Северный полюс», отмечают [Грищенко, 1976], что рельеф нижней поверхности льда неровный, углубления диаметром 2—12 см достигают глубины 5—10 см. Рассредоточенный летом в главном пограничном слое фитопланктон в конце лета скапливается у льда и «оседает» на освещенных участках его поверхности. «Образовавшиеся ранее в результате неравномерного таяния углубления заполняются сгустками планктона. Эти плотные комочки серого и темно-коричневого цвета становятся очагами повышенного поглощения солнечной радиа-

ции и способствуют еще большему углублению и расширению существовавших выемок». Сгустки планктона не покидают выемки при зимнем льдообразовании, и в следующий сезон вновь может заселяться уже новообразованная поверхность. Так образуется ледовый живой слой, достигающий десятка или нескольких десятков сан-

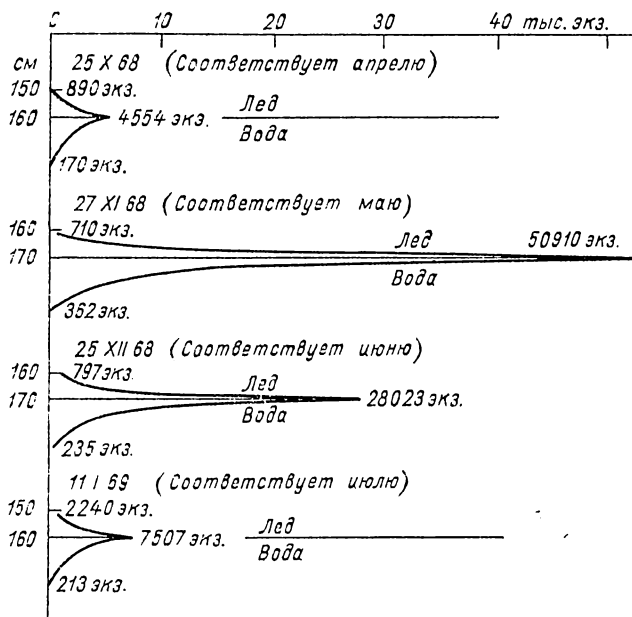


Рис. 39. Вертикальные распределения численности планктонных организмов вблизи поверхности раздела вода — лед [В. Х. Буйникий, 1974].

тиметров в арктических морях и больше 1 м — в антарктических. Сгустки планктона усиливают таяние льда и в 2 раза уменьшают его прочность [Буйникий, 1974]. Предлагалось даже переселить антарктический фитопланктон в Арктику, поскольку он образует более мощный ледовый живой слой и, способствуя разрушению льда, может помочь удлинить навигационный сезон на севере. Но пока эта разница между заселенностью льдов Арктики и Антарктики остается еще одной загадкой границы раздела вода — лед: обусловлена ли она различием в свойствах организмов или различием условий — неясно.

Концентрация организмов в ледовом пограничном слое в 10—1000 раз выше, чем в подледной воде, причем она испытывает колебания (рис. 39); водоросли во льду (ледоросли?) обнаруживаются в живом состоянии и даже в стадии размножения. Не удивительно, что они делают морской лед сравнимым по величине первичной продукции (10—100 мгС/(м³·сутки) и выше) с самыми высокопродуктивными районами Мирового океана. Хотя первичная продукция в окружающей воде ниже, чем во льду, она все же значительна. Кроме того, у кромки льда развитие фитопланктона начинается гораздо раньше, чем в открытом океане. Этот эффект — третья загадка границы вода — лед, благодаря ему удлиняется период вегетации и увеличивается годовая первичная продукция у кромки льда.

Обобщив многолетние наблюдения за жизнью в морском льду, В. Х. Буйницкий пришел к утверждению, что морской лед — весьма благоприятная среда обитания, и выделил две группы объяснений сгущения жизни в пограничных слоях по обе стороны твердой границы: физико-химические и гидрохимические. Поиск объяснений этого эффекта напоминает историю объяснений сгущения жизни в прибрежном пограничном слое, с той лишь разницей, что ловушки, в которые попадали исследователи в этом случае, конечно, оказались иными.

Сразу после обнаружения сгущения жизни у кромки льда, в 30-е годы, Т. С. Барнес, Х. В. Харвей, а затем и другие исследователи провели такие эксперименты над одноклеточными и многоклеточными водорослями и бактериями: в одни сосуды с организмами добавляли тающий лед, а в другие — воду, выдержанную некоторое время после того, как лед растаял, причем воду обогащали кислородом, чтобы его дефицит не искажал результаты эксперимента. У всех получался один и тот же результат: в сосудах с талой водой наблюдалась вспышка жизни. Ускорение роста организмов объяснили тем, что в талой воде содержится меньше тяжелой воды D₂O. Но проведенные позднее специальные опыты показали, что изменения изотопного состава природных вод не влияют заметным образом на развитие организмов. Однако И. Мельников, проводящий в последние годы тщательное систематическое изучение ледовых экологических систем, считает, что исключать эту гипотезу было бы преждевременно.

Другое физико-химическое объяснение, выдвинутое Т. С. Барнесом, связывало действие талой воды с тем, что она некоторое время (до 10 часов) сохраняет ту структуру, какую имел лед, т. е. более упорядоченную. В ответ на возражения: замерзание воды убивает организмы и, значит, льдоподобная структура воды, наоборот, губительна, ленинградец А. К. Гуман [1966] вспоминает такой потрясающий воображение (но неизвестный нам) факт. Ископаемого тритона углозуба, пролежавшего в зоне вечной мерзлоты почти миллион лет, удалось оживить.

В 50-е годы интерес к эффекту талой воды необычайно возрос, а публикации стали принимать сенсационный характер: обнаружилось, что талая вода увеличивает урожайность сельскохозяйственных культур (в 1,5—2 раза!), прирост молодняка, яйценосность кур, молочность коров и омолаживает дряхлеющий организм. Указывая на тот известный факт, что, начиная с зародыша, организм «теряет» содержание воды в тканях и в старости оно достигает минимума, А. К. Гуман связывает старение с нарастанием дефицита «ледяной» структуры воды и накоплением воды менее структурированной. Именно потребностью в структурированной воде объясняет А. К. Гуман и тягу детей сосать ледяные сосульки.

Одним словом, живая вода из легенд. Легендой же называет все эти наблюдения и предположения о действии талой воды крупный советский биофизик М. Ф. Волькенштейн¹. Выдвигая серьезные теоретические контрдоводы, он считает ненаучными объяснения этого поразительного физиологического действия талой воды. А объяснения А. К. Гумана сводятся к следующему. Вода в организме везде находится в пограничном слое у огромных молекул биополимеров, поэтому ее структура упорядочена и напоминает структуру льда. При использовании обычной воды организм затрачивает энергию на преобразование ее структуры в льдоподобную, а талая вода легко «вписывается» в биологические системы без дополнительных энергетических затрат.

Жаль, если красивая легенда о талой воде останется только легендой. Однако сгущение жизни у кромки льда в океане остается фактом и требует объяснения. Гидро-

¹ Волькенштейн М. Ф. — Наука и жизнь, 1975, № 6.

химические объяснения, естественно, сводятся к увеличению количества биогенных элементов на границе вода — лед. Сначала предполагалось, что они поступают из тающего льда. Измерения же показали, что это поступление незначительно. Основную причину стали видеть в усилении при льдообразовании конвективного перемешивания, захватывающего глубокие слои, богатые биогенными элементами.

Граница раздела вода — лед почти совсем не изучена, и трудно предполагать сейчас, какое из конкретных явлений окажется важнейшим для объяснения сгущения жизни: привнос биогенных и других элементов, гибель конкурентов или хищников во льдах, талая вода, электростатическое взаимодействие клеток с положительно заряженной поверхностью льда, обогащенной катионами? А может быть, наоборот — увеличение смертности в ледовой обстановке вызывает вспышку жизни? Мы видели уже не раз, что торопиться с конкретными объяснениями экологических, да и других эффектов пограничных слоев крайне рискованно и невозможно угадать, где сегодня поджидает ученого ловушка.

Непосредственное влияние границы вода — лед локализовано в пограничном слое сравнительно небольшой протяженности, однако в конечном счете оно простирается на весь Мировой океан и даже выходит за его пределы, охватывая всю биосферу. Непрерывное погружение охлаждающихся и уплотняющихся у полярных ледяных массивов вод приводит в движение колеса большой океанической циркуляции. Поэтому, несмотря на то, что эти районы погружения вод занимают лишь незначительную площадь Мирового океана, их приходится учитывать во всех моделях глобальной океанической циркуляции.

За геологическую историю ледовая граница перемещалась в очень широких пределах, начисто изменяя не только систему течений в океане, но и климат и даже облик поверхности нашей планеты. Очевидно, что от ее перемещений зависит экологическая обстановка в океане, но каким именно образом — остается загадкой.

В последнее время ученые заговорили о льде в связи с проблемой загрязнения биосферы. С одной стороны, ледяные массы могут служить ловушками загрязнений. Химики называют ловушками охлаждаемые сосуды, в которые улавливаются за счет конденсации на их

холодной поверхности вещества из газовой фазы, испаряющиеся из нагретых сосудов. Так осуществляют разделение (перегонку) смесей или улавливают остатки веществ в вакуумных системах. Вещества, попадающие в атмосферу в теплых широтах, могут тоже улавливаться ледяной поверхностью Антарктиды и Арктики. С другой стороны, загрязнения могут усилить таяние льдов или влиять на скорость образования льда. Однако исследования в этой области еще почти не начинались.

Антропогенная твердая граница. Обрастание в Мировом океане

Наряду с традиционными структурными подразделениями зон жизни в океане биологи стали выделять антропоаль [Резниченко и др., 1976]. Понимая под нею зоны влияния на жизнь твердых границ раздела, возведенных человеком в океане (поверхности всевозможных сооружений, подводные обшивки кораблей и т. п.). Это единственный вид поверхности раздела в океане, площадь которой непрерывно и все большими темпами возрастает. Уже сейчас она превышает 2000 км² и сопоставима с площадью литоральной полосы. На ней сконцентрировано более 6 млн. т биомассы, что равно годовому мировому улову морских организмов, не считая рыб. За один год на одном квадратном метре днища кораблей расселяется колония организмов, биомасса которой может достигать нескольких десятков килограммов! Столь высокая плотность поселения не встречается на дне океана, хотя в одном случае организмы имеют дело с металлом, не содержащим никаких питательных веществ, даже наоборот, покрытым ядовитой краской, чтобы отпугнуть обрастателей, а в другом — с природным субстратом, богатым пищей, органическим веществом и биогенными элементами. Обрастание сильно снижает скорость кораблей, и известно много случаев, когда от него зависела судьба корабля и жизнь экипажа. Обрастание трубопроводов и других конструкций — наиболее частая причина выхода их из строя. Оно приносит ежегодно мировой ущерб в несколько миллиардов рублей.

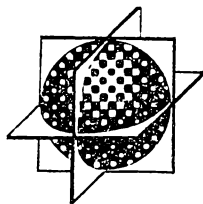
Не удивительно, что ежегодно патентуется множество изобретений составов для предотвращения обрастания, отпугивания или отравления организмов-обрастателей. И все-таки справиться с ними невозможно. Ликви-

дировать жизнь совсем не просто, и если ученые говорят об опасности загрязнения для жизни в океане, то они имеют в виду ту жизнь, в которой заинтересован человек, включая его собственную жизнь. Любая скольконибудь твердая поверхность в океане привлекает организмы. Даже на коже кита закрепляются рачки, строят свои домики и вгрызаются в кожу — некоторые на 5—7 см.

Аттрактивность твердых поверхностей стали использовать для разведения нужных организмов. Морские фермы для разведения моллюсков строятся иногда поразительно просто: на тросе развешиваются веники — и этого достаточно, чтобы собирать богатый урожай. На антропогенных (возведенных человеком) поверхностях зараженность мидий оказывается гораздо меньше, а скорость роста и полового созревания — гораздо больше, чем на природной твердой поверхности. На них, как и на ледовых поверхностях, резко ослаблено давление хищников. Этим, конечно, не исчерпываются причины активности твердых поверхностей раздела в океане.

Но самой интересной особенностью сгущения жизни на антропогенных твердых поверхностях в океане является то, что это единственный случай, когда даже не пытаются объяснить его поступлением биогенных элементов, а просто связывают сгущение жизни с наличием поверхности раздела.

Активные поверхности и дремлющий гигант



Для чего толь многие опыты учинены в физике и химии? Для чего толь великих мужей были труды и жизни опасные испытания? Для того ли только, чтобы, собрав великое множество разных вещей и материй в беспорядочную кучу, глядеть и удивляться их множеству, не размышляя о их расположении и приведении в порядок.

М. В. Ломоносов

Мы должны отказаться от мысли, будто природа разделена на факультеты, подобно университетам. Разделение труда по дисциплинам перестало быть эффективным.

Л. Акоф

Современная наука и практика со второй половины XX века имеют дело с решением комплексных проблем, а их результаты все в большей степени вызывают глобальные последствия. Это беспрецедентное в истории новое положение вещей потребовало новых принципов подхода к действительности, а также по-новому поставило вопрос об ответственности науки и практики и об организации их.

Оптимальное решение как научной, так и практической комплексной проблемы в целом не складывается из суммы оптимальных решений по ее частям, и это довольно быстро делает очевидным необходимость нового подхода к практике. Например, сброс отходов и сточных вод в водоток (реку, морское течение), относящий загрязнения от предприятия, является оптимальным решением с позиций предприятия, но не оптимальным в рамках народнохозяйственной проблемы в целом и еще ме-

нее оптимальным с точки зрения общегосударственной. Для решения комплексных практических проблем необходимо, и все больше осуществляется, многоаспектное их рассмотрение и комплексный подход — привлечение идей, средств, методов и учет обстановки в самых различных областях практической деятельности, часто до рассмотрения юридических вопросов в области международного права. Однако комплексный подход необходимое, но само по себе еще не достаточное условие для целостного эффективного решения проблемы. Оно предполагает знание и учет не только элементов, составляющих в совокупности целое, но и взаимодействия между этими элементами, иначе говоря, знание организации их в единое целое, в систему. Оно предполагает также соответствующую этому знанию скоординированную, организованную совокупность, систему необходимых практических действий. В этом смысле говорят о системном подходе к решению практических проблем.

Системный подход к решению актуальных практических проблем — загрязнения окружающей среды и оптимального использования природных ресурсов — предъявляет требования к знаниям об океане как о системном объекте и обнаруживает явную недостаточность знаний, какими располагают и могут располагать современные науки, связанные с изучением океана. Можно было бы подозревать, что недостаточность этих знаний об океане проистекает из непонимания целостности и системности этого сложного природного объекта, требующих системного подхода к его изучению. Действительно, «системный объект обычно не дается исследователю прямо непосредственно в качестве системы. Его системность схватывается поначалу лишь интуитивно, лишь как результат сопоставления сложных противоречивых и вместе с тем взаимосвязанных свойств и характеристик объекта» [Блауберг, Юдин, 1973]. Однако океанологи, особенно специализирующиеся на изучении биологии океана, отлично осознавали необходимость интеграции знаний об океане и понимали, что «целостность океанологии как науки в той же мере, в какой целостен океан или отдельный морской водоем как естественноисторический и народнохозяйственный объект, должна быть основным положением современной океанологии» [Зенкевич, 1978].

Отсутствие знаний об океане как о целостном системном объекте объясняется возможностью несистемного

исследования \любого системного объекта, причем результаты несистемного исследования могут удовлетворять науку и практику, пока они не достигают определенного уровня эволюции. Так, изучение океана до недавнего времени сводилось преимущественно к анализу — «разложению» объекта на сравнительно однородные части и изучению и описанию этих частей средствами физики, химии, биологии и т. д. Таким аналитическим подходом характеризуется история не только океанологии, но и других наук. Аналитический подход, движение «в глубь» объекта, проникновение в его микромир, обеспечил выдающиеся успехи современной науки — овладение атомной и ядерной энергией в физике и технике, расшифровку механизма наследственности в биологии и механизма реакций в химии. Более скромных, но тоже существенных результатов добились частные науки об океане — физика, химия, биология, геология моря. Предполагалось, что накопление материалов наблюдений позволит перейти к широким обобщениям и в конечном счете к охвату объекта в целом. Имелось в виду, что, получив исчерпывающие сведения о частях сложного целого, удастся решить важнейшую задачу: постигнуть механизм функционирования сложного объекта и построить его универсальную теорию, которая сможет «давать ответы» при любой постановке вопроса.

Результат оказался общим для всех наук в той мере, в какой общим для них был аналитический подход к исследованию сложного объекта. Яркую характеристику этого результата и, что важно, методологические выводы из нее дали специалисты по системному подходу в науке И. В. Блауберг и Э. Г. Юдин. Приведем целиком весьма важный для существа рассматриваемого нами вопроса абзац: «...Наука, казалось бы, подготовила плацдарм для овладения механизмами жизни объектов со сложной организацией.

И вот здесь-то обнаружился парадоксальный факт. Оказалось, что накопление огромной массы нового и добротного эмпирического материала не только не облегчает, но, напротив, усложняет и делает все более далеким решение сформулированной выше задачи: сложный объект все время как бы ускользал из рук исследователя. И дело здесь вовсе не в «ползучем» эмпиризме: новые теоретические концепции появлялись во множестве, однако они решали, хотя и очень важные, частичные зада-

чи. Но даже решая более широкие задачи (генетика, эволюционная теория), они не давали охвата объекта в целом. Более того, стремление дать новое теоретическое истолкование эмпирическому материалу приводило к появлению все новых научных направлений, к углубляющейся дифференциации и тем самым к дальнейшему раздроблению и обособлению знаний об изучаемом объекте. Что же касается интеграции знаний, которая, по мнению философов, «неизбежно» сопровождает процесс дифференциации, то в большинстве случаев дело не пошло дальше разговоров об ее необходимости и призывов к ее осуществлению. Это и понятно — если дифференциация науки происходит на основе приращения и переосмысления самого эмпирического знания, то интеграция, чтобы стать научно плодотворной, предполагает осознанную методологическую позицию и ее последовательное проведение» [Блауберг, Юдин, 1973].

Вывод о необходимости для успешной интеграции знаний (изначально?) осознанной системной методологической позиции весьма важен, но не представляется вполне бесспорным. Иначе вопрос можно поставить следующим образом: обязательно ли для успешной интеграции знаний о системном объекте с самого начала и на каждом шаге интегрировать части с позиций целого или же все-таки возможна при изначально не осознанной методологической позиции интеграция знаний о частях в стройную систему знаний о целом, адекватную системному объекту, а соответствующая методология вырабатывается в процессе интеграции? И почему на современном этапе эволюции океанологии важно выяснить этот методологический вопрос?

Современные частные науки об океане — биология моря, химия моря, физическая океанология (первая больше других, а последняя меньше) — достигли такой стадии развития, когда дальнейшее совершенствование знаний о частях целого, с которыми они имеют дело, сдерживается отсутствием знаний целого. Однако под давлением своих внутренних потребностей и современных практических комплексных проблем, требующих количественного знания, они все в большей степени вынуждены использовать комплексный подход и, двигаясь не самым эффективным путем, без осознанной методологической позиции, интегрировать знания, накопленные пограничными областями наук. И этот путь явно

приносит успех. При этом они заранее ограничивают степень и характер знаний, например химических и гидрологических при моделировании экосистем, биологических и гидрологических — при расчетах трансформации и распределения веществ, геологических, геоморфологических и химических — при расчетах динамики океана. И ни одна из частных океанологических наук не может претендовать без самоликвидации на статус той системной науки, которая могла бы представлять знания о целом. Действительно, в этом случае из множества свойств частей необходимо выбрать только те, которые формируют структуру и определяют поведение целого, т. е. отбросить подавляющее большинство из тех конкретно-специфических свойств частей, которые как раз и составляют предмет и основной интерес каждой частной океанологической науки.

А как обстоит дело с изучением суши и поверхности планеты в целом? В системе наук, составляющих физическую географию (и входящих в надсистему географию), синтезирующее начало представлено двумя отдельными дисциплинами: общей физической географией и ландшафтоведением. Первая изучает географическую оболочку в целом, географическую среду во взаимодействии слагающих ее компонентов, географический процесс как особую форму движения материи [Григорьев, 1966 (1932); Круть, 1978]. Она же организует физико-географические дисциплины в систему наук с общей ориентацией. Вторая — изучает целостные природные комплексы, включая такие крупные, как материки и (по неосуществленной идее) океаны.

Из этого примера следует, что задача синтетического направления или науки — не заменить, а дополнить, а затем объединить в систему другие мореведческие науки.

Морское ландшафтоведение еще не сформировалось и зарождается в недрах нескольких наук — физической океанологии, общей физической географии, морской биологии. Делая начальные шаги, оно далеко не претендует на роль центрального синтезирующего направления.

Может ли возникнуть такая системная наука об океане в физической океанологии? Для того чтобы представить океан как систему, океанологу необходимо сделать два шага. Один — «по горизонтали», и этим шагом необходимо охватить весь «ближайший слой» частей, что

весьма трудно, так как традиционно океанология тесно и слишком глубоко связана уже с одной единственной частью — физикой океана. Второй необходимый шаг не менее сложен — это шаг «вверх». Чтобы понять океан как целое, как систему, необходимо знание не только того, как это целое организовано из частей, но и в свою очередь знание этого целого (системы) как части (подсистемы) более сложного целого, т. е. как части географической оболочки. Оба шага легче сделать представителю той области науки, которая не обременена традиционной и глубокой связью с какой-либо частью целого и в то же время непосредственно занята изучением географической оболочки; эта наука — география. Следовательно, естественный претендент на то, чтобы быть системной наукой об океане, — география океана. Ее собственные трудности состоят в подготовке к активной ассимиляции далеко математизированных теорий, создаваемых частными науками об океане. Это трудности менее принципиального характера, чем отказ от эгоцентризма. Но где бы ни возникла системная наука об океане, она станет по существу представлять собой общую географию океана, возможно, под другим названием (например, океаномия¹, или общая океанология).

Остается вопрос: может ли быть научно плодотворной интеграция знаний, проводимая (в отсутствие соответствующей активности географии) с позиций частных наук об океане? Речь идет не о промежуточных успехах, которые почти автоматически обеспечены при любом шаге исследователя от «своей» части к целому и которые видны уже сегодня, речь идет о возможности (на первый взгляд представляющейся маловероятной) «присвоения» частными науками об океане предмета, предназначенного по природе вещей географии океана.

В истории наук о Земле есть выдающийся прецедент: интеграция знаний о биотических и абиотических факторах жизни географической оболочки, которая привела геохимика Вернадского к разработке потрясающей по силе обобщения концепции биосферы и ноосферы, также «предназначавшейся» природой и, более того, жизненно необходимой, как это сегодня видно, географии. Не по-

¹ Как часть геономии, интегральной науки о Земле. Термин «геономия» введен Н. Я. Гротом в 1904 г., использован А. С. Мошным, И. В. Крутем и др.

вторяется ли тем временем история и не упускает ли на наших глазах география следующую подобную возможность — интеграцию знаний об океане? Уже видны контуры впечатляющей по силе обобщения концепции, вырабатываемой биологией, — концепции *экосистемы*.

Необходимый шаг в интеграции знаний, который трудно сделать океанологии, — шаг «наружу» от океана как системы к океану как к элементу еще более сложной системы — экологии сделать естественно, поскольку исходная позиция вполне подготовлена и это всего лишь шаг от океанической экосистемы к глобальной (биосфере). Остается последний, труднейший (и, возможно, непреодолимый) для экологии шаг — отказ от преимущественной ориентации на биологию, т. е. фактическое превращение ее в географию океана. Экологом К. М. Хайловым [1973] показана необходимость и неизбежность такого шага, как логическое следствие приводившего к успеху последовательного отказа биологии вначале от организмоцентризма (дарвинизм), а затем от видоцентризма (экосистемный подход) — к отказу от биоцентризма. Такой шаг для экологии как генетически биологической дисциплины по многим причинам весьма непросто, но его, не задумываясь, неизбежно делает, особенно под давлением сегодняшних запросов практики, бурно развивающаяся сейчас математическая экология. Этот шаг — вопрос времени. Возможно даже, что такой шаг уже сделан В. И. Беляевым [1978], точнее это удастся оценить позже, ретроспективно. Примечательно, что его шаг на пути интеграции знаний осуществляется не под «знаменем» концепции экосистем. Он использует понятие геосистемы как более широкое. (Напрашивается вопрос: «гео» здесь геологическая или географическая система?) Другая, зарубежная попытка интеграции знаний об океане [Нгуль, 1978] также использует не это «знамя» — в названии просто: «Моделирование морских систем».

Остается сделать выводы из этого методологического экскурса, и они несколько неожиданно модифицируют вывод специалистов по системному подходу.

Науки, связанные с изучением части целого, могут, по крайней мере до некоторой степени, плодотворно интегрировать знания, вырабатывая или осознавая в процессе этого системную методологическую позицию. Однако интеграция знаний «сверху» — наукой, непосред-

венно связанной с изучением целого, географией океана, — чтобы быть научно плодотворной, предполагает осознанную системную методологическую позицию и ее последовательное проведение. Упущенные географией возможности, по-видимому, были неизбежны и связаны с отсутствием системного подхода вообще и системного мировоззрения у широкого фронта морских наук.

Иногда полагают, что причиной недостаточного успеха географии были слишком «слабые» средства описания объекта, которыми она пользовалась. Однако действительная причина крылась в обратном — средства описания и методы исследования, которыми располагала география, были слишком сильны и слишком достаточны не только для того, чтобы вполне справляться со стоящими тогда перед нею задачами, но и для того, чтобы почувствовать потребность в разработке или ассимиляции иных, новых и нарождающихся средств, методов, подходов. В том числе тех, которые могли помочь ей по-новому увидеть свои задачи и отбросить ограничения, накладываемые на ее эволюцию аналитическим подходом, господствовавшим в науке.

Так как при аналитическом подходе глубоким и количественным знанием объекта можно было признать лишь разложенность его на части с их количественным описанием, знание «механизма» объекта, география и не могла прийти к такому знанию, не потеряв при этом своей целостности, сути и не сводясь к геохимии, биологии, гидрологии и т. д., поскольку она является наукой сугубо системной. Оставаясь системной наукой, она, таким образом, могла оставаться только описательной. Однако с развитием системного подхода в науке и системных наук, особенно кибернетики, выяснилось, что детальное знание «устройства» и «механизмов» частей целого — элементов системы — не только не обязательно, но иногда излишне детальный учет их даже мешает знанию систем, и что части целого необходимо «агрегировать», представлять в виде подсистем или блоков, внутреннее устройство которых не представляет интереса с точки зрения описания системы в целом. При этом условии удастся описать структуру и поведение системы с помощью естественноисторического, графического, математического, машинно-ориентированного (не столь важно, какого) языков или их комбинаций. И это описание структуры и поведения системного объекта, если оно до-

статочно адекватно, рассматривается как знание. В этом смысле все системные науки описательны. Однако описательность географии в наше время не только представит в новом свете (от представления как о некоторой ущербности при аналитическом подходе к представлению как о вполне достойном системной науки ее характере), но и заставляет говорить о ее особенном характере.

Системы, с которыми имеет дело география, истинно сложны, так как они организованы не только из огромного числа, но и из разнообразных классов элементов и связей. Потому описание их в рамках единого целого предполагает использование такого языка и таких средств, которые в данное время являются (успели стать) достаточно универсальными или унифицированными по отношению одновременно ко всем этим элементам. Именно поэтому основным языком географии как системной науки остается естественноисторический и картографический язык и потому (а не из-за консерватизма ее представителей, как это можно было бы полагать при поверхностном знакомстве с историей географии), например, математический язык, который пока не нашел своей адекватной формы для описания отдельных важных элементов системы (особенно биологических), даже при всем желании не удастся эффективно использовать в этих целях. Однако по мере разработки адекватных форм математического языка география удивительно быстро включала их в свой актив для описания соответствующих элементов. Это приводило к определенной дифференциации соответствующих областей и потере ими системной представительности. Так, океанология теряла облик географической системой науки и становилась все труднее отличимой от гидрологии и физики океана.

Географии в целом удавалось удерживаться (и, как это видно при ретроспективном взгляде, вполне оправданно) от увлечения новыми и новейшими средствами описания, с тем чтобы не упускать из виду объект в целом. На редкость четким видением своего системного объекта география обязана, по-видимому, не только своей связи с практикой, но и своему консерватизму в лучшем смысле этого слова — глубоким традициям, издревле связывающим ее с описанием поверхности нашей планеты. Эти традиции удержали ее от, казалось бы, необходимой модернизации — от отказа от описательности,

от полной переориентации на выявление «количественных» законов и механизмов. Следующая попытка модернизации — стремление связать географию с современными мощными концепциями — биосферы, ноосферы и динамических систем. Однако и в этом случае возникает вопрос: не является ли традиционная концепция географической поверхности более емкой и всеобъемлющей, а эти сравнительно новые мощные концепции не являются ли частностью и преходящим перед ее древним ликом, и не потому ли география «не торопится» активно ассимилировать их, как это делают многие другие научные дисциплины? И не оправдают ли вновь такой «консерватизм» новые концепции, развиваемые другими областями знания, как оправдали кибернетика и системный подход традиционную описательность географии?

По-видимому, материал для такого «оправдания» смогут дать интенсивно развивающиеся в естественных науках, особенно в физической химии, исследования поверхностей раздела фаз. Реальные поверхности раздела являются переходными слоями от одной фазы к другой, представляют собой пространственные динамические системы, формирующиеся в процессе взаимодействия фаз, если рассматривать их в структурно-функциональном аспекте, но суть вопроса к нему не сводится.

Поверхностный слой тела всегда обладает исключительными свойствами: избыточной свободной энергией и повышенной потенциальной активностью. Этой потенции сравнительно легко реализоваться, так как поверхности раздела имеют максимально возможное разнообразие условий. Разнообразие условий и повышенная активность, которыми обладает географическая поверхность, — другой важный аспект ее рассмотрения.

Поверхностный слой активно взаимодействует со средой и внутренними слоями тела, трансформирует вещество и энергию и вместе с этим трансформируется сам—это еще один важный аспект. При воздействии на твердые тела их поверхностный слой становится аморфизированным, причем его активность на порядок и более превышает активность внутри тела. Географическая поверхность, представляющая собой аморфизированный переходный слой от земной коры к космическому пространству (толщина этого слоя около 1% радиуса Земли), является местом приложения неравномерного воздействия встречных потоков энергии — земной и солнечной.

Это мощный фактор ускоряющегося саморазвития географической поверхности, и в аспекте этого развития следует ассимилировать концепции биосферы и ноосферы как существеннейших, но всего лишь этапов эволюции географической поверхности, одних из ее частных состояний [Григорьев, 1966 (1932); Круть, 1978]. Более того, формирование биосферы должно быть объяснено из фундаментальных свойств географической поверхности. По-видимому, именно в рамках этой системной науки о совокупности условий, когда-то породивших жизнь, раскроется и тайна происхождения жизни как закономерного этапа в эволюции географической поверхности. В таком понимании географическая поверхность — синоним географической оболочки А. А. Григорьева, но синоним, имеющий тот акцент, что вертикальная структура оболочки фокусируется и формируется на земноводной поверхности.

Можно сказать, что общая география океана как системная наука ждет своего времени, не спеша с крупными концептуальными обобщениями, пока широким фронтом наук не будет осознана и взята в актив системная методологическая позиция, не выработаны и апробированы необходимые языки и средства описания, а также пока потребности в такой позиции не продиктуются жесткими запросами практики. Очевидно, что такое время наступает и такие требования уже предъявляются современной океанологии, особенно в отношении проблем биологических ресурсов и загрязнения океана. Таким образом, общую географию океана (системную науку об океане, как бы она ни именовалась) с уверенностью можно назвать наукой будущего. Важнейшей ее частью будет описание океана как существенного элемента географической поверхности и как сложной целостной динамической системы.

Очевидно, что попытка дать такое описание была бы преждевременной. Настоящая книга представляет собой продукт хотя, по-видимому, уже не аналитического, но еще и не системного подхода. Она, скорее, продукт комплексного подхода с некоторой попыткой дать эскиз описания океана, основанный на восходящей к Вернадскому концепции активных граничных поверхностей.

Эта концепция связана с очень сильной схематизацией и идеализацией, а построенные на ее основе генера-

лизованные модели циркумграницной структуры океана, конечно же, слишком слабы по сравнению с современными детализированными моделями в области физики или экологии океана (как правило, реализуемыми на ЭВМ). Такая предельная идеализация, по замечанию Макса Борна, принесла дурную славу физикам, но и позволила им добиться несомненных успехов. В нашем случае генерализованные модели циркумграницной структуры океана пока не позволяют продвинуться слишком далеко. И все же они порождают или наводят на весьма нетривиальные представления и выводы. Отметим лишь те из них, касающиеся распределения жизни и трансформации загрязнения, которые сильно противоречат существующим представлениям, и все же, по-видимому, являются верными.

Неожиданные следующие выводы о биопродуктивных районах пелагиали ниже активного слоя:

— это районы опускания поверхностных вод (в том числе в синоптических вихрях). Здесь индекс разнообразия условий R может достигать 12—20, а вероятность сгущения жизни по сравнению с инертной областью возрастает в 30—100 раз (иначе: относительная вероятность $\rho = 30 \div 100$). Такие районы обычно считаются бедными жизнью. Так, В. Г. Богоров [1967] писал: «... сравнивая количество живого населения в районах, где происходит опускание поверхностных вод, мы наблюдаем повсеместно резкое обеднение на всех глубинах именно в последних». По-видимому, этот вывод является следствием разреженности наблюдений по вертикали и во времени — сгущение должно быть сосредоточено в сравнительно тонком слое (несколько десятков метров или меньше) и может не быть постоянным. Между тем интервалы глубоководных наблюдений — сотни метров;

— глубоководные границы различных водных масс, в том числе даже граница с холодными глубинными антарктическими водами, где относительная вероятность сгущения жизни (возможно, преимущественно микроорганизмы) составляет 8—36;

— районы, прилегающие к почти безжизненным сероводородным зонам, $\rho = 20 \div 50$;

— интерес для обследования представляют границы геологической активности, $\rho = 36 \div 100$.

Еще один важный вывод касается судьбы загрязнений в океане, особенно органических. Масштабы океана

очень и очень обманчивы. Они наводят на мысль о его почти безграничных возможностях поглощать и перерабатывать загрязнения. Между тем основная его масса представляет собой весьма инертную, в отношении микробиологической трансформации веществ, область. Объем активных слоев Мирового океана равен объему пресных вод (и льдов) суши, уже не поспевающих с самоочищением. Именно пассивностью глубоководной экосистемы вне пограничных зон, по-видимому, и объясняется тысячелетний возраст органического вещества глубинных вод океанов, а не его необычайной стойкостью к распаду, как это принято считать. Отсюда следует, что природное органическое вещество глубинных вод, попав в верхний пограничный слой, легко вовлекается в биогеохимические циклы, ускоряет их, способствует сгущению жизни в районах подъема вод. С другой стороны, отсюда следует, что и антропогенные органические загрязнения, попавшие в инертную область океана, могут накапливаться в течение времени, соизмеримого со временем жизни природного органического вещества в глубинных водах (порядка тысячи лет), даже если они считаются не очень стойкими к микробиологической трансформации. На основании результатов лабораторного моделирования, которое, как мы знаем, неправомерно в случае экологических систем, рекомендуется и практикуется за рубежом захоронение органических отходов и даже боевых отравляющих веществ (!) в глубинах океана в надежде, что они успеют разложиться до того, как будут вынесены в поверхностный слой. Однако из модели циркумграницной структуры океана следует, что такие надежды не имеют основания. Вторичное загрязнение этими веществами активного слоя, естественно, будет сосредоточено в местах подъема вод, т. е. именно в районах интенсивного рыбного промысла. Следовательно, современное загрязнение океана и захоронение в его глубинах опасных веществ следует квалифицировать как преступление перед будущими поколениями людей.

В трансформации органических веществ, в том числе загрязнений, огромную роль играют внутренние микроскопические границы раздела, наиболее активные поверхности — взвесей и микроорганизмов. Биогеохимическим эффектам внутренних границ раздела и пограничных слоев посвящена следующая книга.

- Айзатуллин Т. А. Активные поверхности и жизнь.— Химия и жизнь, 1966, № 11, с. 68—69.
- Айзатуллин Т. А. Пожар в небе.— Химия и жизнь, 1967, № 4, с. 93—94.
- Айзатуллин Т. А., Лебедев Ю. М. Моделирование трансформации органических загрязнений в экосистемах и самоочищения водотоков и водоемов.— В кн.: Итоги науки и техники. Общая экология. Биоценология. Гидробиология. М., 1977, т. 4, с. 8—74.
- Айзатуллин Т. А. и др. Граничные поверхности и география океана. Айзатуллин Т. А., Лебедев В. Л., Суетова И. А., Хайлов К. М.— Вестник Московского университета. Сер. геогр., 1976, № 3, с. 25—35.
- Айзатуллин Т. А., Скопинцев Б. А. Особенности химии вод бассейнов с анаэробными условиями.— В кн.: Океанология. Химия вод океана, М., 1979.
- Андреев Е. Г., Гуров В. В., Хунджуа Г. Г. Методика и аппаратура для регистрации непрерывного профиля температуры, пульсаций компонент скорости течения и температуры в тонком поверхностном слое моря.— В кн.: Материалы V Всесоюз. конференции по тепло- и массообмену. Киев, 1976, т. 10, с. 79—85.
- Баренблатт Г. И., Черный Г. Г. О моментных соотношениях на поверхностях разрыва в вязкой несжимаемой жидкости.— Прикл. математика и механика, 1963 г., вып. 27, № 5.
- Беляев В. И. Обработка и теоретический анализ океанографических наблюдений.— Киев: Наукова Думка, 1973.— 295 с.
- Беляев В. И. Управление природной средой.— Киев: Наукова Думка, 1973а.— 128 с.
- Беляев В. И. Теория сложных геосистем.— Киев: Наукова Думка, 1978.— 156 с.
- Блауберг И. В., Юдин Э. Г. Становление и сущность системного подхода.— М.: Наука, 1973.— 268 с.
- Богданов А. А. Всеобщая организационная наука (тектология). СПб, 1912 г., ч. 1.
- Богоров В. Г. Продуктивные районы океана.— Природа, 1969, № 10.
- Богоров В. Г. Продуктивность океана.— В кн.: Проблемы Мирового океана. М., 1970, с. 27—34.
- Богоров В. Г., Зенкевич Л. А. Биологическая структура океана.— В кн.: Экология водных организмов. М., 1966, с. 227.
- Богоявленский А. Н., Шишкина О. В. Основные черты гидрхимии Перуано-Чилийского района.— Труды ИОАН СССР, т. 89, 1971, с. 98—105.

- Бордовский О. К., Миркина С. Д., Коржикова Л. И. Органический углерод в водах северо-западной части Индийского океана.— Океанология, 1979, т. 19, вып. 1.
- Бородячев В. Е., Волков Н. А., Купецкий В. Н. Ландшафты ледовитых океанов и морей.— В кн.: XXIII Междунар. геогр. конгресс. Тезисы докл. симпозиума геогр. полярн. стран. Тур К-29. Л., 1976, с. 70—71.
- Будыко М. И. Атмосферная углекислота и климат.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 32 с.
- Буйницкий В. Х. Органическая жизнь в морском льду.— Вестник ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1974, № 18, вып. 3, с. 76—81.
- Бурнашев В. Х. Экспериментальное исследование распределения скорости течений в придонной области.— Труды ЛГМИ, 1971, вып. 44, с. 153—169.
- Вейчик А. И. Термодинамическая пара.— Минск: Наука и техника, 1973.—382 с.
- Веландер П. Связь между морем и воздухом.— В кн.: Океанография. М., 1965, с. 313—329.
- Вернадский В. И. Биосфера.— М.: Мысль, 1968.—374 с.
- Виноградов К. А. Введение.— В кн.: Экологическая биогеография контактных зон моря. Киев, 1968, с. 3—8.
- Виноградов К. А. Проблемы морской биологии.— Киев: Наукова Думка, 1971.—275 с.
- Виноградов М. Е. Оценка некоторых функциональных характеристик сообществ океанской пелагиали и их изменчивости.— Труды Всесоюз. гидробиол. об-ва, 1971, с. 22.
- Виноградов М. Е., Шушкина Э. А. Некоторые особенности вертикальной структуры планктонного сообщества экваториального апвеллинга.— Океанология, 1976, т. 16, № 4.
- Виноградов М. Е. и др. Математическая модель функционирования экосистемы пелагиали тропических районов океана./Виноградов М. Е., Крапивин В. Ф., Меншуткин В. В., Флейшман Б.С., Шушкина Э. А.— Океанология, 1973, т. 13, № 5, с. 852—866.
- Виноградова Н. Г. Большой лик океана.— Природа, 1976, № 11, с. 94—105.
- Гинзбург А. И., Федоров К. Н. О критическом пограничном числе Рэлея при охлаждении воды через свободную поверхность.— Изв. АН ССР. ФАО, 1978, т. 14, № 4, с. 433—436.
- Гленсдорф П., Пригожин И. Термодинамическая теория структуры, устойчивости и флуктуации.— М.: Мир, 1973.— 280 с.
- Голованов В. И., Бутенко Т. Ю. Химический состав пены морского прибоя и ее обогащение микроэлементами в процессе пенообразования.— В кн.: Использование неорганических ресурсов океанической воды. Владивосток, 1975, вып. 1, 1975, с. 55—66.
- Голосков С. В. Волновой перенос в океане.— В кн.: Комплексные исследования природы океана. М., 1975, вып. 5, с. 25—32.
- Грабовский Р. И. О происхождении атмосферных ядер конденсации.— Природа, 1953, № 1.
- Григорьев А. А. Предмет и задачи физической географии (1932).— В кн.: А. А. Григорьев. Закономерности строения и развития географической среды. М., 1966, с. 24—40.
- Грищенко В. Д. О микрорельефе нижней поверхности морских дрейфующих льдов.— Труды Аркт. и антаркт. научно-иссл. ин-та, 1976, вып. 320, с. 208—213.
- Гробстайн К. Стратегия жизни.— М.: Мир, 1968.— 144 с.

- Гуман А. К. Особенности талой воды.— В кн.: Структура и роль воды в живом организме. Л., 1966, с. 179—189.
- Добровольский А. Д., Лебедев В. Л. Географическая структура океана.— Земля и вселенная, 1977, № 2, с. 46—53.
- Доброклонский С. В., Махров В. Ф., Шелковников Н. К. Определение параметра шероховатости и высоты логарифмического слоя над дном в прибрежной зоне моря.— Вестн. Моск. ун-та, физ., астрон., 1972, № 3, с. 282—286.
- Доброклонский С. В., Контобойцева Н. В. Эксперименты по определению толщины турбулентного слоя в волнах монохроматического типа.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973, т. 9, № 2, с. 210—212.
- Дуванин А. И., Липунов В. М., Шумилов А. В. Процессы в поверхностном слое океана.— В кн.: Морские гидрофиз. исследования. Севастополь, 1974, № 3 (66), с. 141—153.
- Зайцев Ю. П. Морская нейстонология.— Киев: Наукова Думка, 1970.—264 с.
- Зайцев Ю. П. Жизнь морской поверхности.— Киев: Наукова Думка, 1974.—109 с.
- Зенкевич Л. А. Введение.—Труды ИО АН СССР, 1971, т. 89, с. 7.
- Зенкевич Л. А. Избранные труды.— М.: Наука, 1978.
- Зернов С. А. Общая гидробиология.— М.: Биомедгиз, 1934.
- Зубов Н. Н. Основы учения о проливах Мирового океана.— М.: Географгиз, 1956.—239 с.
- Квейд Э. (ред.) Анализ сложных систем.— М.: Сов. радио, 1969. 519 с.
- Китайгородский С. А. Физика взаимодействия атмосферы и океана.— Л.: Гидрометеониздат, 1970.—284 с.
- Ковда В. А. Биогеохимические циклы в природе и их изучение.— Изв. АН СССР. Сер. биол., 1976, № 1, с. 53—68.
- Колесников А. Г., Фокин А. В. Об учете влияния процессов седиментации на распределение по вертикали концентрации хлора в иловых водах осадков Черного моря.— В кн.: Морские гидрофиз. исследования. Севастополь, 1975, № 3 (70), с. 130—140.
- Корж В. Д. Химический обмен океана с атмосферой как фактор формирования солевого состава речных вод.— ДАН, 1976, т. 230 № 2, с. 432—435.
- Краус Е. Б. Взаимодействие атмосферы и океана.— Л.: Гидрометеониздат, 1976.—295 с.
- Круть И. В. Введение в общую теорию Земли.— М.: «Мысль», 1978.—367 с.
- Лебедев В. Л. Предельные размеры ветровой полыньи во время замерзания моря.— Океанология, 1968, вып. 3, с. 391—396.
- Лебедев В. Л. Образование придонных вод в большом каньоне моря Уэдделла.— В кн.: Антарктида. М.: Наука, 1969, с. 95—103.
- Лебедев В. Л., Айзатуллин Т. А., Хайлов К. М. Океан как динамическая система.— Л.: Гидрометеониздат, 1974.—205 с.
- Левков Н. П., Черкесов Л. Б. Пограничные слои поверхностных и внутренних волн произвольной длины.— В кн.: Морские гидрофиз. исследования. Севастополь, 1975, № 4 (71), с. 37—39.
- Леонтьев О. К. Основы физической географии Мирового океана.— М.: МГУ, 1975.—288 с.
- Лонгинов В. В. О понятии «контактная зона» в литодинамике океана.— Океанология, 1977, т. 17, № 1, с. 99—103.

- Лукьянова Т. С. Оценка суммарных запасов донной фауны в Мировом океане. — Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. геогр. наук. — М., 1975. — 20 с.
- Ляхин Ю. И. О скорости обмена CO_2 между океаном и атмосферой в Центральной Атлантике. — Труды ЛГМИ, 1975, вып. 57, с. 100—109.
- Малевский-Малевич С. П. Особенности распределения температуры в приповерхностном слое воды. — В кн.: Процессы переноса вблизи поверхности раздела океан-атмосфера. Л., 1974, с. 135—161.
- Марков К. К. Палеогеография. — Изд-во МГУ, 1960, — 266 с.
- Марков К. К. и др. Введение в физическую географию. / Марков К. К., Добродеев О. П., Симонов Ю. Г., Суетова И. А. — М.: Высшая школа. 1973. — 181 с.
- Мартн Ю. Ю. Биологические ресурсы гидросферы, их биогеоэкологические основы и значение в жизни человека. — В кн.: Симпозиум по химическим основам биологической продуктивности Мирового океана и морей. Ростов-на-Дону, 1976. М., 1976. с. 3—7.
- Моисеев П. А. Биологические ресурсы Мирового океана. — М.: Пищ. пром., 1969. — 339 с.
- Молчанов В. И., Шугурова Н. А. Опыты по синтезу углеводородов при тонком измельчении минеральных веществ в воде и их геологическая интерпретация. — В кн.: Физико-химические изменения минералов в процессе сверхтонкого измельчения. Новосибирск, 1966, с. 121—133.
- Монин А. С. Прогноз погоды как задача физики. — М.: Наука, 1969. — 184 с.
- Монин А. С. История Земли. — Л.: Наука, 1977. — 228 с.
- Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. — М.: Наука, 1965. — 639 с.
- Николаев Л. А. Молекулы и жизнь. — М.: Просвещение, 1973. — 222 с.
- Никуль Ж. (ред.). Моделирование морских систем. — Л.: Гидрометеониздат, 1978. — 280 с.
- Панфилов Д. В. Дискуссия. — В кн.: Первобытный человек и природная среда. — М., 1974, ч. 1, с. 305—307.
- Покшишевский В. В. Условия притяжения населения к морским побережьям в эпоху НТР и некоторые теоретические проблемы изучения прибрежного расселения. — В кн.: Тезисы докладов на 23 Междунар. геогр. конгр. М., 1976, с. 49—53.
- Постнова И. Д. Теоретическая схема установившейся дрейфовой циркуляции в бассейне при наличии излома профиля дна. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 11, с. 1663.
- Пригожин И., Никольс Ж. Биологический порядок, структура и неустойчивости. — Успехи физических наук, 1973, т. 109, вып. 3, с. 517—544.
- Пропп М. В. Экология прибрежных донных сообществ Мурманского побережья Баренцева моря. — Л.: Наука, 1971. — 128 с.
- Процессы переноса вблизи поверхности раздела океан — атмосфера. / Ред. А. С. Дубов. — Л.: Гидрометеониздат, 1974. 239 с.
- Процессы в поверхностном слое океана. — В кн. Морские гидрофиз. исследования. Севастополь, 1974, № 3 (66), с. 141—153.

- Резниченко О. Г., Солдатова И. Н., Цихон-Луканина Е. А. Обращение в Мировом океане. — В кн.: Итоги науки и техники. Зоология беспозвоночных. М., 1976, т. 4, с. 6—120.
- Россби К. Г. Современные проблемы метеорологии. — В кн.: Атмосфера и океан в движении. М., 1963, с. 9—61.
- Сабинин К. Д. К вопросу о нарастании льда и зимней вертикальной циркуляции в припайных полыньях. — В кн.: Вопросы океанологии. М., 1960, с. 92—105.
- Симаков Ю. Г. Структура гидробиоценозов и ее значение для охраны гидросферы от загрязнения. — В кн.: Общество и окружающая среда. М., 1976, с. 39—40.
- Скопинцев Б. А. Об органических ПАВ морской воды. — Метеорология и гидрология, 1939, № 2.
- Скопинцев Б. А. Потребление кислорода в глубинных водах океанов. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 5, с. 830—838.
- Сорокин Ю. И. Первичная продукция морей и океанов. — Итоги науки и техники. Общая экология. М., 1973, т. 1, с. 7—46.
- Степанов В. Н. Мировой океан. — М.: Знание, 1974. — 255 с.
- Стоммел Г. Гольфстрим. — Л.: Гидрометеониздат, 1963. — 227 с.
- Тареев Б. А. Динамика бароклинных возмущений в океане. — М.: Изд-во МГУ, 1974. — 189 с.
- Толмазин Д. М. Океан в движении. — Л.: Гидрометеониздат, 1976. — 176 с.
- Федоров К. Н. Тонкая термохалинная структура вод океана. — Л.: Гидрометеониздат, 1975. — 184 с.
- Филиппов Д. М. Динамика и структура вод Черного моря. — М.: Наука, 1968. — 136 с.
- Флейшман Б. С., Крапивин В. Ф. Математическая модель Перуанской экосистемы. — В кн.: Математические модели морских экологических систем. Киев, 1974, с. 50—53.
- Хабаров В. Н., Русанов А. И., Кочурова Н. Н. Автоадсорбция и поверхностная энтропия жидкостей. 3. Вода. — Коллоидный ж., 1976, т. 38, № 1, с. 120—125.
- Хайлов К. М. Экологический метаболизм в море. — Киев: Наукова Думка, 1971. — 252 с.
- Хайлов К. М. К эволюции теоретического мышления в биологии: от моноцентризма к полицентризму. — В кн.: Системные исследования. М., 1973, с. 239—250.
- Химия Тихого океана. — М.: Наука, 1966. — с. 127.
- Ходаков Г. С. Физика измельчения. — М.: Наука, 1972. — 307 с.
- Хорн Р. Морская химия. — М.: Мир, 1972. — 397 с.
- Черноусько Ю. Л., Шумилов А. В. Испарение и микроконвекция в тонком поверхностном слое. — Океанология, 1971, т. 11, № 6, с. 982—986.
- Шишкина О. В. К определению интенсивности обмена химическими элементами на границе раздела придонные воды — морские осадки. — В кн.: Химические процессы в морях и океанах. М., 1966, с. 26—34.
- Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. — М.: ИЛ, 1965. — 528 с.
- Шулейкин В. В. Физика моря. — М.: Наука, 1968. — 1083 с.
- Шумилов А. В. Холодная пленка океана. — Природа, 1976, № 1, с. 88—94.
- Шумилов А. В., Косарев А. Н., Лебедев В. Л. Процессы обмена на границе океан-атмосфера. — М.: Изд-во МГУ, 1973, — 204 с.

- Anikouchine W. A. Dissolved chemical substances in compacting marine sediments.—*J. Geophys. Res.*, 1967, vol. 72, p. 505-509.
- Arlt G. Vertical and horizontal microdistribution of the meiofauna in the Greifswalder Bodden.—*Oikos*, 1973, vol. 24, Suppl. N 15, p. 105-110.
- Bang N. D., Andrews W. R. H. Direct current measurements of a shelf-edge frontal yet in the southern Benguela system.—*J. Marine Res.*, 1974, vol. 32, N 3, p. 405-417.
- Bella D. A., Ramm A. E., Peterson P. E. Effects of tidal flats on estuarine water quality.—*J. Water Pollut. Contr. Fed.*, 1972, vol. 44, N 4, p. 541-556.
- Elderfield H. Manganese fluxes to the oceans.—*Mar. Chem.*, 1976, vol. 4, N 2, p. 103-132.
- Gill A. E. Ocean models.—*Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, 1971, A. 270, p. 391-413.
- Hupfer P., Th. Foken, Panin G. Existence and structure of the laminar boundary layer of the atmosphere in the near-shore zone of the sea.—*Z. Meteorol.*, 1975, Bd 25, H. 2, S. 94-102.
- Junge C. The role of the oceans as a sink for chlorofluoromethanes and similar compounds.—*Z. Naturforsch.*, 1976, Bd 31a, N 5, S. 482-487.
- Nehring D. Untersuchungen über den Nährstoff- und Spurenmittel-eintrag durch Saharastaub im nordwest-afrikanischen Wasserauftriebsgebiet.—*Beitr. Meeresk.*, 1976, N 37, S. 73-76.
- Peng T. H., Takahashi T., Broecker W. S. Surface radon measurements in the North Pacific Ocean Station PAPA.—*J. Geophys. Res.*, 1974, vol. 79, p. 1772-1780.
- Plass G. N. The influence of the 15 μ carbon dioxide band on the atmospheric infrared cooling rate.—*Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1956, vol. 82, N 353, p. 310-324.
- Russell B. C. The development and dynamics of a small artificial reef community.—*Helgoländ. Wiss. Meeres-untersuch.*, 1975, Bd 27, N 3, 5, S. 298-312.
- Schindler D. W. Factors affecting gas exchange in natural waters.—*Limnol. and Oceanogr.*, 1975, vol. 20, N 6, p. 1053-1055.
- Smetacek V. e. a. The plankton tower. II. Release of nutrient from sediments due to changes in the density of bottom water. /Smetacek V., Bodungen B., Bröckel K., Zeitzchel B.—*Mar. Biol.*, 1976, vol. 34, N 4, p. 373-378.
- Smith K. L. e. a. A free vehicle for measuring benthic community metabolism./Smith K. L., Clifford C. H., Eliason A. H., Walden B., Rowe G. T., Teal J. M.—*Limnol. and Oceanogr.*, 1976, vol. 21, N 1, p. 164-170.
- Vanderborcht J. P., Billen G. Vertical distribution of nitrate concentration in interstitial water of marine sediments with nitrification and denitrification.—*Limnol. and Oceanogr.*, 1975, vol. 20, N 6, p. 953-961.
- Weatherly G. L. A study of the bottom boundary layer of the Florida Current.—*J. Phys. Oceanogr.*, 1972, vol. 2, p. 54-72.
- Weisz P. B. Diffusion transport in chemical systems—key phenomena and criteria.—*Berichte der Bunsen-Gesellschaft*, 1975, Bd 79, N 9, S. 798-806.

Айзатуллин Т. А., Лебедев В. Л., Хайлов К. М.

А36 Океан. Активные поверхности и жизнь, Л., Гидрометеониздат, 1979

192 стр. с илл.

Книга посвящена активным (граничным) поверхностям океана, все более привлекающим внимание океанологов. Авторы рассматривают физические, химические и биологические процессы у поверхностей раздела совместно, в их взаимосвязи, на основе подхода к океану как к открытой динамической системе. В этом смысле книга служит продолжением работы тех же авторов «Океан как динамическая система», выпущенной Гидрометеониздатом в 1974 г.

Предназначена для читателей, интересующихся наукой о море, океанологов, представителей смежных с океанологией специальностей.

А $\frac{20806-196}{069(02)-79}$ 62-79 1905000000

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие :	3
Введение. Большой лик океана и границы раздела	7
Глава 1. Необычные свойства активных поверхностей	23
Глава 2. Граничные поверхности и структура океана. Упрощенные модели	49
Глава 3. Свободная поверхность. Структура границы океан — атмосфера и что с нею связано	71
Глава 4. По обе стороны твердых границ	122
Заключение. Активные поверхности и дремлющий гигант	173
Список литературы	186

Тамерлан Афиятович Айзатуллин, Владимир Львович Лебедев,
Кирилл Михайлович Хайлов

ОКЕАН.

АКТИВНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ И ЖИЗНЬ

Редактор Л. П. Жданова. Художник В. В. Бабанов. Художественный редактор Б. А. Денисовский. Технический редактор Л. М. Шишкова. Корректор И. В. Жмакина.

ИБ № 385

Сдано в набор 02.02.79. Подписано в печать 03.12.79. М—13275. Формат 84×108 $\frac{1}{32}$, бумага типогр. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 10,08. Уч.-изд. л. 10,52. Тираж 17800 экз. Индекс ПЛ-34. Заказ № 645. Цена 35 коп.

Гидрометеониздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23

Типография имени Анохина Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров Карельской АССР. Петрозаводск, ул. «Правды», 4

Поверхности контакта (вода — атмосфера, вода — дно, вода — берег) — места сгущения жизни и активной трансформации вещества и энергии в океане, важнейшие звенья его комплексной (физико-химико-биологической) структуры. Вот тема, которую мы хотели обсудить с читателями и связать с вопросами морских промыслов и очищения вод.

*Мамонтов
Медведев
К. Коробков*



Гидрометеониздат.
1979

О внутренних активных поверхностях вода — взвеси и организмы, о физико-химических и экологических фронтах в океане и о моделировании расскажет книга «Океан. Дисперсные системы и фронты». Это будет третья совместная книга авторов о комплексной природе океана и системном подходе к ее изучению (первая — «Океан как динамическая система». Гидрометеониздат, 1974).