

ТЕРРИГЕННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ, КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТЕРРИГЕННОГО И БИОГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ОКЕАНАХ

А.П. ЛИСИЦЫН

Выполненный для океанов подсчет абсолютных масс терригенного и биогенного материала показал, что в пелагиали, вопреки данным балансных подсчетов, биогенное вещество составляет около половины всего осадочного материала. Около 92% терригенного материала осаждается по периферии океана, причем это главным образом материал речного стока. Показано, что два других механизма подготовки и переноса терригенного материала - эоловый и ледовый, играют роль не меньшую, чем флювиогенный материал, а в зонах своего главного развития являются определяющими. Показано, что геохимический процесс в океане не есть «процесс механического разноса и фракционирования твердых фаз, поступивших с берега», как это предполагает Н.М. Страхов. Масштабы биогенного процесса в океанах намного превышают масштабы терригенной седиментации, и весь осадочный материал, поступивший с берега (растворенный и взвешенный), многократно проходит через пищевые цепи организмов, ассимилируется и фильтруется ими.

В предшествующей статье [*Лисицын, 1977*] была показана зональность биогенного процесса осадконакопления в океанах. В зависимости от климата биогенный процесс то крайне ослаблен (ледовые зоны), то проявляется слабо и преимущественно в виде карбонатных отложений (аридные зоны), то достигает расцвета, причем карбонатакопление дополняется интенсивным кремненакоплением (гумидные зоны). Для биогенного осадочного процесса, как и для терригенного, существуют этапы подготовки, транспортировки и аккумуляции вещества. На всех этих этапах в зависимости от климата четко прослеживается своя специфика, выделяются зоны в океане, где организмы создают из растворенных в воде солей осадочный материал (взвесь), отличающийся в разных зонах по составу и свойствам (карбонаты, опаловый кремнезем, хитин, органическое вещество и др.). Ассоциации организмов (био- и танатоценозы), слагающих вещество осадков, присущи только определенным климатическим зонам. В соответствии с этим на дне океанов в пелагиали накапливаются биогенные отложения, специфичные по своему положению (связанные только с определенными климатическими зонами), а также по свойствам и составу, особые в каждой зоне седиментогенеза. Главная часть осадочного вещества пелагических биогенных осадков образуется вне связи с сушей, в открытом океане, и сама возможность возникновения биогенного процесса контролируется средой.

Терригенный материал целиком возникает на континентах и поставляется в пелагиаль из разных по климатическим условиям областей. Сохраняется ли при этом специфика состава и свойств этого материала или происходит смешение осадочного вещества из разных зон, и терригенное вещество пелагиали представляет собой

усредненную пробу вещества континентов? Каково соотношение терригенного и биогенного материала в океанах?

О ДЕЙСТВИТЕЛЬНОЙ РОЛИ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ОКЕАНСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

В литологии и геохимии океанов в настоящее время распространена точка зрения о преобладающем, даже подавляющем доминировании терригенного материала над биогенным. Для доказательства этого обычно приводят балансные подсчеты, в частности и мои данные [Лисицын, 1974], которые были использованы в последней работе Н.М. Страхова [1976]. Общее поступление терригенного материала в океаны составляет по этим подсчетам 22,1 млрд. т в год, причем эта сумма складывается из речной взвеси (18,53), ледникового стока (1,5), эолового переноса (1,6) и абразии берегов (около 0,5 млрд. т в год). Сопоставляя эти цифры с поступлением биогенного вещества, которое определено также на основе стока соответствующих элементов с суши (1,36 млрд. т карбонатов и 0,46 млрд. т кремнезема, всего 1,82 млрд. г, т. е. 7,6% от суммарного), Н.М. Страхов приходит к следующему заключению: «Приведенные подсчеты коренным образом меняют привычные представления о природе океанского геохимического процесса. Если под последним понимать совокупность частных явлений и процессов, формирующих химический состав осадков, то приходится признать, что в океане геохимический процесс в целом есть прежде всего (на 90-93%) процесс физический, а еще точнее - механический, т.е. процесс механического разноса и фракционирования твердых фаз, поступивших с берега, аллохтонных; в весьма малой степени (6-9,2%) этот физический процесс осложнен биогенным...» [Страхов, 1976, стр. 201; курсив мой, А.Л.].

Далее, по Н.М. Страхову, распределение этого аллохтонного материала в океанах контролируется гидродинамикой, причем зонам циркулярных течений отвечают повышенные абсолютные массы элементов при низких их процентных содержаниях. «Единственно правильной общей трактовкой геохимического процесса в океанах является, по мнению автора, гидродинамическая концепция, развитая на предыдущих страницах. Она отвечает столь большому числу фактов, что можно лишь удивляться тому, что доселе такая трактовка не была заявлена в литературе. Объяснением этого может служить, пожалуй, то, что океанологи-литологи касались лишь частных вопросов истории отдельных компонентов в том или ином океане без их увязки друг с другом и оперировали при этом процентным методом. Появление данных по скоростям накопления океанских осадков и отдельных его компонентов, а также по абсолютным массам, сразу же поставило вопрос на новую, более общую плоскость» [Страхов, 1976, стр. 203]. Однако за последние годы независимыми методами получены факты, заставляющие изменить представления о преобладании речных взвесей в пелагической океанской седиментации. Имеется по крайней мере пять групп таких фактов.

1. Прямое изучение соотношения взвешенных и растворенных форм элементов в океанской воде, сравнение их с формами, типичными для речной воды. Полученные для океанов средние значения показали, что главная форма существования большинства элементов в пелагиали океана - растворенная форма, а не взвесь [Лисицын, Гордеев, 1974].

2. Прямое определение вклада соосажденных и сорбированных из воды элементов с их частью, связанной с твердой взвесью (сопоставление реакционноспособных форм элементов и обломочных форм) в осадках. Имеющиеся данные по многим элементам в пелагических осадках показывают, что значительная (обычно преобладающая) часть элементов не связана ни с обломочной частью, ни с механическим разносом твердых фаз, а является результатом сорбции и соосаждения, т.е. связана с захватом из растворов в океанской воде.

3. Данные о среднем составе океанских осадков. Если оперировать большим количеством (несколько тысяч) точечных проб осадков, то они могут характеризовать

средний состав осадочного материала пелагиали. До последнего времени количество опубликованных полных силикатных анализов составляло для океанских осадков всего 100-150, что для таких подсчетов недостаточно. В Институте океанологии АН СССР получен массовый материал по составу поверхностных осадков, а также кернов бурения Мирового океана - всего более 3,5 тыс. полных силикатных анализов. Содержание CaCO_3 в пелагических осадках по этим данным составляет в среднем 34% для современных осадков и еще больше (43%) в кернах бурения (возраст до 150 млн. лет), т.е. в среднем 36,2%. Соответствующие показатели для SiO_2 аморфн. - 4,60% для современных осадков и 2,4% для кернов бурения (все цифры на натуральный сухой осадок), т.е. в среднем для всей осадочной толщи океанов 4,20%. Таким образом, в среднем для осадочной толщи океанов биогенный материал ($\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \text{ аморфн.} + 2 \times \text{C}_{\text{орг}}$) составляет $36,2 + 4,20 + 2 \times 0,24 = 40,9\%$, т.е. средняя цифра соотношения терригенного и биогенного материала в осадках резко отличается от подсчета Н.М. Страхова. В состав опала морского планктона входит в среднем до 10-15% воды, и потому реальное содержание опала выше, чем SiO_2 аморфн., определенной химическим методом. Химический метод (двукратной содовой вытяжки) дает систематическое занижение результатов сравнительно с ИК-спектроскопией: при содержании менее 10% - в 2,7 раза, при содержании более 50% - в 1,25 раза [Левитан, 1975]. Отмечено, что опал радиолярий переходит в содовые вытяжки лишь частично. Все это в конечном счете приводит к тому, что данные о содержании опала в донных осадках, полученные главным образом химическим методом, следует рассматривать как минимальные; уточненные значения могут быть больше в 1,5-2 раза.

4. Еще один независимый метод основан на подсчете площадей дна, занятых современными осадками разного типа. Площади, занимаемые биогенными и терригенными осадками, в первом приближении отражают соотношения между этими видами вещества в океане. Подсчеты площадей были проведены мною и В.Н. Лукашиным на основе карт типов осадков Мирового океана, составленных в Институте океанологии АН СССР на 1976 г. Сумма площадей распространения биогенных осадков (содержащих более 50% $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \text{ аморфн.}$) составляет 39,15% от всей площади пелагических осадков, что очень близко к приведенным выше подсчетам среднего состава океанских осадков.

5. Наиболее убедительные данные, опровергающие представления Н.М. Страхова о природе процесса океанской седиментации и месте терригенного материала в нем, дают прямые подсчеты абсолютных масс терригенного материала в сопоставлении с подсчетами абсолютных масс вещества биогенного. Нужно сказать, что надежные подсчеты абсолютных масс осадочного вещества для океанов стали принципиально возможными только после того, как были опубликованы первые карты скоростей седиментации в отдельных океанах, а затем в Мировом океане в целом [Лисицын, 1974]. Разработка методики и принципов составления этих карт заняла около 15 лет.

После этого удалось построить и первые карты абсолютных масс осадочного материала для отдельных океанов и Мирового океана в целом [Лисицын, 1974], а вслед за этим и карты абсолютных масс отдельных компонентов осадков - терригенных, биогенных, отдельных элементов, минералов, фракций [Лисицын, 1977_{1,2}]. На основе этих карт и удалось впервые прямым методом (а не по балансу стока) определить количество терригенного и биогенного материала, осаждающегося в пелагиали океана за год. Результаты этих подсчетов приводятся в таблице. Они касаются ложа океанов, в основном областей с глубинами более 3 тыс. м, которые занимают более 3/4 площади Мирового океана. Эти подсчеты показывают, что из 22,1 млрд. т терригенного материала, поставляемого с континентов в океан, в пелагиаль проникает всего только 1,729 млрд. т, т.е. 7,8%, **подавляющая же часть этого материала (92,2%) осаждается по периферии океана** (близ устьев рек, в краевых морях, желобах и у основания склона) и **участия в пелагической седиментации не принимает**. Отсюда реальные соотношения между терригенным и биогенным материалом в пелагиали оказываются иными, чем это следует из балансных подсчетов, на которых базируется Н.М. Страхов.

Абсолютные массы терригенного и биогенного (карбонатного и кремнистого) материала в речном стоке и в пелагических осадках океанов (млрд.т в год в числителе, % в знаменателе)

Вид осадочного материала	Речной сток	Пелагические осадки океанов			
		Атлантический	Индийский	Тихий	Мировой
Терригенный	22,1/92,4	0,642/52,19	0,304/50,88	0,784/67,90	1,730/58,02
Биогенный:	1,82/7,6	0,588/47,8	0,293/49,11	0,37/32,08	1,251/41,98
карбонатный (CaCO ₃)	1,36/5,7	0,543/44,14	0,231/38,74	0,305/26,46	1,079/36,22
кремнистый (SiO ₂ аморфн)	0,46/1,9	0,045/3,66	0,069/10,37	0,065/5,62	0,172/5,76
Итого:	23,92/100	1,230/99,99	0,597/99,99	1,154/99,98	2,981/100

Вывод о преимущественном отложении терригенной взвеси в краевых морях, близ устьев рек и по периферии океана следует и из рассмотрения карты скоростей седиментации в морях и океанах [Лисицын, 1974]. Напомню наиболее показательные цифры. Средняя скорость пелагической седиментации (Б) в океанах чаще всего находится в пределах 1-5 мм / 1000 лет. В то же время близ устьев рек Красная и Меконг скорость отложения терригенного материала достигает 30 000 Б, Миссисипи - 10 000 Б, Ориноко, Кура и Рона - 5000-6000 Б. Во внутренних морях с преимущественно терригенной седиментацией величины скоростей также значительны: в Каспийском море 300-6000 Б, в Азовском 1000-2500 Б; в краевых морях: в Охотском от 25 до более 500 Б, в Беринговом от 50 до более 500 Б и т.п. По периферии океанов у основания материкового склона скорости составляют обычно 10-100 Б и более.

Поступление растворенных карбонатов и кремнезема, которые в речном стоке составляют всего 1,82 млн. т (т.е. 7,6% от всего речного осадочного материала), в связи с осаждением главной части терригенной взвеси у берегов для пелагической части океана оказывается равным количеству терригенного вещества (1,82 млрд. и 1,729 млрд. т соответственно), т.е. средний состав пелагических осадков в таком случае должен отвечать приблизительно равному соотношению биогенной и терригенной частей (около 50% биогенного материала).

Приведенные выше данные подсчетов независимыми методами дают среднюю цифру содержания биогенного осадочного материала в осадках пелагиали океана не менее 40-50%, т.е. цифры оказываются достаточно близкими и сильно отличаются от 6-9% биогенного материала, которые следуют из подсчетов Н.М. Страхова.

Итак, представления о природе осадочного процесса на ложе океана, изложенные Н.М. Страховым, не отвечают действительности и, что примечательно, именно подсчеты методом абсолютных масс дают наиболее убедительные тому доказательства! Этот вывод является принципиальным для понимания всего хода океанского осадочного процесса, он дает возможность устранить многие недоразумения.

Подсчеты методом абсолютных масс, таким образом, доказывают, что если учесть не только биогенный материал, но и сорбированные формы элементов, то большая часть ежегодно накапливающегося на дне океана материала не связана с фракционированием механических взвесей, принесенных реками, а возникает в пелагиали вдали от областей поступления материала с суши (биогенный материал), за пределами зоны дифференциации, за пределами области распространения «циркулярных» течений. Другая часть под действием биоса существенно трансформируется. Главными процессами, определяющими геохимию океанских осадков, поэтому являются мобилизация растворенных веществ в пелагиали океана и их перевод во взвесь, а также осаждение тонкой терригенной взвеси. По своим масштабам эти процессы сопоставимы, их роль меняется в разных частях океана в зависимости от природных условий (зональности).

Вместе с тем терригенная взвесь в океане подвержена исключительно сильному воздействию биоса, что будет показано ниже.

О ДЕЙСТВИТЕЛЬНОЙ СТРУКТУРЕ ПОСТАВКИ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ПЕЛАГИАЛЬ

Как следует из балансных подсчетов, около 84% терригенного материала, поставляемого в океан, приходится на речную взвесь, по 6-7% на ледовый и эоловый материал. Суммарный вклад двух последних факторов поставки в океанскую седиментацию составляет всего около 14%, т.е., казалось бы, незначителен. Но здесь, как и при общих балансных подсчетах процентным методом, возникает ошибка, которая искажает представление о действительных соотношениях терригенного материала разного типа в пелагиали. Уже отмечалось, что более 90% материала рек осаждается близ их устьев, в периферической зоне дифференциации. Что касается двух второстепенных (при балансовых подсчетах) видов терригенного материала (ледового и эолового), то они минуют периферическую зону осаждения речного материала без существенных потерь.

Перенос моренного материала айсбергами идет по поверхности океана и выпадение его происходит там, где начинается таяние льдов, т.е. где термические условия (климат) определяют возможность таяния.

Перенос эолового материала идет в пелагические части океанов на расстояние 5-6 тыс. км от суши, главным образом на уровне тропосферы (ее верхних слоев) и стратосферы, материал локального переноса выпадает по периферии океанов. Распределение этого материала, как и ледового, не зависит от циркулярных течений. Оно зависит от сухости воздуха, которой обусловлен максимальный захват материала на суше и его дальний перенос над океаном (при высокой влажности воздуха происходит быстрое вымывание аэрозолей атмосферными осадками), и ветров, т.е. также от климатических факторов.

Если сопоставить вклад ледового (1,5 млрд. т) и эолового (около 1,6 млрд. т) материала с общим осаждением терригенного материала в пелагиали, определенного по абсолютным массам (1,73 млрд. т в год), то становится ясно, что **ледовый и эоловый материалы в пелагической седиментации играют роль не меньшую, чем речные взвеси, и представления об их второстепенном значении связаны главным образом с использованием ошибочной, на наш взгляд, методики подсчета!**

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТЕРРИГЕННОГО И БИОГЕННОГО ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОКЕАНЕ

Приведенные цифры далеко не полностью характеризуют действительный размах биогенных процессов в пелагиали океана. Дело в том, что карбонатные, кремнистые, хитиновые панцири и клеточная плазма ($C_{орг}$) - это лишь незначительная часть биогенного материала, которая ежегодно уходит из биогенного круговорота и представляет как бы ежегодный «отпад». Истинный масштаб этого глобального процесса дают возможность понять следующие цифры. Ежегодно на поверхности океана продуцируются на основе мобилизации растворенных солей 110 млрд. т сухого вещества планктона [*Богоров, 1971*], что в 4 раза больше суммарного стока с суши и поступления в океан пирокластики. Если же сопоставить количество биогенного вещества с количеством терригенного и вулканогенного материала, реально проникающего в пелагиаль (1,73 млрд. т), то преобладание биогенного материала над терригенным в пелагиали становится огромным - в 50-60 раз. Из этого ежегодно возникающего за счет растворенных форм элементов на поверхности океана биогенного материала, по моим определениям методом абсолютных масс, достигает дна только 1,251 млрд. т (в виде карбонатных и кремнистых панцирей, см. табл. 1). Если добавить к этому еще около 0,06 млрд. т $C_{орг}$, захороняемого в год на дне

океана [*Романкевич, 1975*], то получается около 1,3 млрд. т, т.е. на дне захороняется только 1,2-2% от исходного сухого вещества планктона - в 50-70 раз меньше, чем продуцируется на поверхности, т.е. биогенные осадки океана - это лишь незначительный след громадного по своим масштабам биогенного процесса, действующего в полную силу на стадии подготовки и транспортировки осадочного вещества.

Полученная средняя цифра, основанная на прямом подсчете абсолютных масс, - того же порядка, что и определенные ранее для разных компонентов взвеси и донных осадков по степени сохранности разных биогенных компонентов в осадках пелагиали: SiO_2 аморфн от 0,4 до 2% (местами до 10%), $\text{C}_{\text{орг}}$ от 2 до 5% [*Лисицын, 1964; Богданов и др., 1971; Романкевич, 1975*]. Главное значение биогенный процесс имеет на стадиях подготовки и транспортировки осадочного материала, в том числе и терригенного.

Важнейшими для литологии процессами, связанными с биосом, являются:

Биоассимиляция - перевод растворенных в воде солей в твердое вещество панцирей, а также в органические соединения плазмы. Этот процесс идет в открытом океане вне связи с континентами. Только в виде вещества панцирей на дне океанов откладывается более 40-50% всего осадочного материала, проникающего в пелагиаль (см. табл.).

Биофильтрация - извлечение организмами зоопланктона и бентоса из воды содержащегося там детрита для питания с одновременным улавливанием также и содержащейся в воде терригенной взвеси и связыванием ее в крупные пищевые комки. Это главный механизм осаждения тонкого терригенного материала в пелагиали, обеспечивающий быструю очистку поверхностных вод, богатых планктоном, от терригенной взвеси.

Биосорбция - поставка в верхние слои океана, вдали от берегов, т.е. в пелагиали, значительного количества карбонатного, кремнистого и хитинового сорбента - материала панцирей, обычно тонко измельченных (дробление панцирей фитопланктона при питании рачками зоопланктона), а также органического сорбента - детрита. Эти природные сорбенты захватывают многие растворенные элементы из океанической воды. Вместе с тем большое значение имеет также и поставка Fe и Mn, которые содержатся в плазме организмов и после ее распада в толще подповерхностных вод и верхнем слое осадков образуют свежие коллоидные гидроокислы. Это наиболее активные из существующих в океане соосадителей и сорбентов, они концентрируют малые элементы. Организмы, таким образом, участвуют в переводе растворенных Fe и Mn в коллоидные сгустки, захватывающие затем малые элементы при соосаждении, а далее и сорбцией. Участие организмов в поставке сорбентов оксигидратов можно назвать биопродуцированием коллекторов, которыми в основном и определяется геохимия малых элементов в океанах.

Биологический транспорт - включает как перенос терригенной и биогенной взвеси организмами-фильтраторами (зоопланктон) при их значительных вертикальных миграциях (суточных и др.), так, и, главное, общий перенос вещества и энергии с опускающимся детритом (взвесью) из поверхностных слоев океана, где идет фотосинтез, на глубины вплоть до дна.

Важным отличием биогенного материала в океане от терригенного является его эфемерность - то, что главная его часть не захороняется в осадках, участвует в основном в переносе вещества и энергии из поверхностных слоев в глубинные и придонные, а также в трансформации элементов и соединений.

Процессы биоассимиляции приводят к концентрированию и превращению растворенных в воде элементов и соединений во взвешенные формы - скелетные образования и протоплазму фитопланктона и бактерий зоопланктона, а через них - в скелетные образования и ткани организмов зоопланктона, бентоса и нектона. Обширные исследования этих процессов выполнены А.П. Виноградовым [*Vinogradov, 1953; Виноградов, 1967*].

Способность к концентрированию необходимых элементов из океанской воды у организмов удивительна: описаны случаи концентрирования в десятки и сотни тысяч раз с

почти полным извлечением элементов из океанской воды. «В океане у живого вещества огромное число геохимических функций. Многие уже известны, но еще больше предстоит изучить и многое еще будет открыто вновь. Несомненно, что организмы, их детрит, органическое вещество не только осуществляют транспорт осадков на дно океана, но играют в этом процессе образования осадков огромную роль» [Виноградов, 1967, стр. 89]. Представление о масштабах этого процесса дает подсчет, сделанный мною на основе средних абсолютных масс, где учтены только наиболее распространенные макрокомпоненты. Аналогичные подсчеты выполнены и для многих микрокомпонентов.

Если разделить массу терригенного материала в пелагиали океана (1,73 млрд. т в год) на площадь пелагиали (глубины более 3 тыс. м - 277 млн. км²), то получим модуль пелагической терригенной аккумуляции - 6,2 г/м² в год. В то же время ежегодно на поверхности океана на 1 м² продуцируется около 50 г С_{орг} [Романкевич, 1975]. Если учесть, что не менее чем на 70% эта продукция обеспечивается диатомовыми водорослями, то по характерным для них отношениям элементов [Лисицын, 1964] могут быть определены количества других компонентов, связываемых (продуцируемых) планктоном в год под 1 м² поверхности: 92 г SiO₂ аморфн; 15 г Fe; 2 г P; 0,03 г Mn; 0,06 г TiO₂, что дает в сумме около 160 г. В главном поясе кремненакопления Мирового океана, южном, среднее значение первичной продукции много выше - около 90 г/м² (соответственно 136 г SiO₂ аморфн; 26 г Fe; 3,5 г P; 0,05 г Mn; 0,11 г TiO₂; в сумме около 263 г). В.Г. Богоров [1971] считает, что ежегодно под 1 м² океана продуцируется в среднем еще большее количество вещества - около 195 г органического вещества и 142 г минеральных (зональных) веществ, т.е. всего 377 г/м². Понятно, что величины оценок несколько меняются в зависимости от метода и района исследований, но тем не менее при всех отклонениях совершенно очевидно, что **биогенный процесс в пелагиали океана в целом во многие десятки раз мощнее терригенного, и процессы подготовки транспортировки и отложения осадочного материала биосом являются здесь главными.**

Опускание терригенной взвеси на глубины идет под действием гравитационных сил по закону Стокса в условиях подвижных на всех глубинах вод. В реальной обстановке океана огромное, обычно определяющее значение имеет механизм биогенной природы - биофильтрация.

Главная часть организмов зоопланктона относится к биофильтраторам. Они получают пищу за счет процеживания океанской воды через тонкие фильтрующие устройства и отделения содержащегося там фитопланктона и органического детрита. Среди фильтраторов - инфузории, оболочники, ракообразные зоопланктона (копеподы, эвфаузииды, амфиподы), некоторые рыбы, киты. Организмы-фильтраторы не имеют устройства для выборочного использования только биогенной взвеси, они фильтруют весь материал, включая и терригенный, и связывают его в крупные комки. В борьбе за пищу-взвесь в разных зонах образуются свои сообщества организмов-фильтраторов со специфическими особенностями фильтрации. Для фильтрации используются различные решетки, лапки-сетки, слизистые камеры и др. Суточная потребность организмов-фильтраторов во взвеси колеблется от 2 до 10% от собственного веса, но широко распространено также и избыточное питание. Например, у особенно обильных в планктоне рачков-копепод потребление пищи может достигать 30-40% от собственного веса.

Масштабы процесса фильтрации удивительны. Биомасса организмов зоопланктона в океане составляет 21,5 млрд. т [Богоров, 1971], а суточное потребление ими пищи - около 6% от веса организмов-консументов, т.е. около 1 млрд. т организмов фитопланктона, детрита и терригенной взвеси. Поскольку взвесь в поверхностных слоях океана содержит в среднем около 20% органического вещества, для обеспечения рациона зоопланктон должен уловить около 5 млрд. т взвеси в сутки, т.е. очистить от взвеси около 50 тыс. км³ океанской воды в сутки (ежегодный водный сток рек Мира около 37 тыс. км³, т.е. почти в

500 раз меньше обычно ежегодно отцеживаемых только планктоном вод). Понятно, что эти подсчеты ориентировочные, но и они показывают огромные масштабы процесса, протекающего незаметно в толще вод океана и в особенности в его верхнем деятельном слое, - процесса, имеющего огромное значение для седиментации. Действием этого механизма, как показывает изучение взвеси, производится очистка поверхностных вод океана от терригенных и биогенных частиц, причем тем более полная и быстрая, чем выше продукция планктона.

Тонкость очистки воды фильтраторами колеблется от 1-5 мкм у организмов с сравнительно грубой фильтрацией до 0,3 мкм и мельче у тонких фильтраторов. Отмечается климатическая и вертикальная зональность распределения организмов фильтраторов, в частности, замечено, что наиболее тонкие фильтраторы располагаются в поверхностных водах, более грубые - в глубинных.

Практически вся терригенная взвесь поверхностных слоев пелагиали не осаждается механически и не фракционируется, как считает Н.М. Страхов, а удаляется биосом из поверхностных слоев в виде пищевых комков размером от нескольких десятков микронов до 1-4 мм. Эти комки многократно используются, переформируются глубинным планктоном, а также организмами-фильтраторами бентоса. Проведено прямое изучение этих комков как во взвеси на мембранных фильтрах [*Лисицын, 1961; Лисицын, Богданов, 1970*], так и в сетных ловах (планктонные сетки), а в последнее время и с помощью специальных седиментационных ловушек, установленных на дне океана. В районе Багамских островов на глубине 2 тыс. м была установлена на 63 суток ловушка, в которой осадочный материал состоял целиком из комков цилиндрической формы длиной около 240 мкм и диаметром 100 мкм [*Wiebe et al., 1976*]. Удалось установить и абсолютные массы выпадений комков - 650 шт/м² сутки. Скорость осаждения этих комков колеблется в зависимости от их размеров от 50 до 941 м/сутки, в среднем около 150 м/сутки, что близко к определениям, сделанным другими авторами (36-376 м/сутки). Средний размер исходных, т.е. не связанных в комки, частиц океанской взвеси около 1 мкм [*Лисицын, 1961*], а скорость их осаждения составляет всего 1,5-2 см в сутки. **Биофильтрация приводит к ускорению осаждения частиц в тысячи раз, к быстрой очистке поверхностных вод от тонкой терригенной взвеси, проникающей в пелагиаль, т.е. в конечном счете к быстрому выводу ее из верхней циркуляционной системы.**

Важные изменения возникают и на дне. Они связаны с отложением комков в местах, запретных для тонкого материала, не связанного в комки. Например, частицы размером 10 мкм не могут отлагаться на дне уже при скорости течения более 1 см/сек, но те же частицы, собранные в комки размером 240 мкм, могут накапливаться в области течений со скоростью до 7 см/сек (при обычных скоростях у дна 3-5 см/сек и более). Через некоторое время на дне происходит распад органического цемента комка, он разделяется на составляющие его более мелкие частицы, что приводит к повсеместным нарушениям механической дифференциации. Тонкий материал проникает в места, запретные для него по гидродинамическим условиям. В том, что реальная пелагическая седиментация далека от простой механической седиментации, убеждает и рассмотрение карт распределения в донных осадках пелитовой и субколлоидной фракций, например в Тихом океане [*Осадкообразование..., 1970*, стр. 300-301]. Самые тонкие субколлоидные частицы накапливаются не в центральной части океана (на максимальных расстояниях от материков), а по периферии океана, т.е. главным в их распределении является не простое механическое фракционирование. Они концентрируются как в халистазах, так и вне их - в Антарктике.

Биофильтрация - главный механизм удаления тонкой терригенной и биогенной взвеси не только из поверхностных вод океана. Большое значение она имеет и в областях высоких биомасс бентоса: на шельфе и в верхней части материкового склона, т.е. на путях транзита взвеси. Многочисленные опыты показали, что моллюск мидия крупных размеров фильтрует за 1 час. от 3 до 6 л воды, причем полностью улавливает частицы размером

менее 1 мкм. Это свойство моллюсков используется для очистки воды в аквариумах и бассейнах. Установлено прямыми наблюдениями, что 1 мг колонии мидий в Черном море фильтрует от 100 до 1000 т воды в сутки с полным удалением из нее всей взвеси, которая при этом связывается в очень крупные пищевые комки. Организмы-фильтраторы образуют сплошные пояса на путях поступления взвеси и по главным направлениям ее транспортировки. В местах периодической поставки взвеси они вынуждены перемещаться, перенося свои фильтровальные аппараты на участки наибольшего поступления взвеси. Под действием гравитационного соосаждения, а также мощного механизма биофильтрации, терригенная взвесь быстро удаляется из поверхностных вод, и ее дальнейшая судьба, вопреки мнению Н.М. Страхова, с поверхностной системой циркуляции не связана.

Панцири планктонных организмов отличаются очень развитой поверхностью и являются важными природными сорбентами. В промышленности широко используются диатомиты, известны сорбционные свойства отмершей органики (концентрация V, U и др.), костей и зубов рыб, тонкоизмельченного карбонатного материала. Продуцирование в пелагиали океана значительных количеств биосорбентов - важный вклад биоса в сорбционную систему океана в целом. Другими существенными вкладами в баланс сорбентов являются поставка терригенных сорбентов (глинистые минералы), поставка эндогенных сорбентов (в области распространения металлоносных осадков близ активных срединных хребтов), аутигенных минералов и образований-сорбентов (Fe-Mn-конкреции и микроконкреции, глауконит, филлипсит, сульфиды и др.).

Концентрация большинства микроэлементов в океанской воде настолько мала, что произведение растворимости даже наименее растворимых их соединений в океане нигде не достигается и они остаются в океанской воде в виде ультраразбавленных растворов. Главный механизм перевода большинства элементов из раствора в донные осадки - биогенный, включая и процессы сорбции на биосорбентах.

Для биогенного процесса типична нестойкость самого сорбента, его исчезновение на глубинах и в верхнем слое отложений. Процесс биогенной транспортировки, в том числе и в сорбированной форме, как было показано, имеет огромные масштабы, он, в частности, приводит к переносу малых элементов в глубинные слои океана и в осадки. Важное значение имеет биогенный перенос и для образования коллоидов в океанской воде способом конденсации (в отличие от рассматриваемого обычно способа диспергации). Сущность его состоит в замене растворителя - плазмы организмов при ее распаде на океанскую воду. Особенно важен этот процесс для образования коллоидных оксигидридов Fe и Mn - сильнейших из соосадителей и сорбентов океана.

Наши многолетние исследования (Ю.А. Богданов, Е.И. Гордеев и автор) показали, что в поверхностных водах и на глубинах океана широко распространены частицы органики, окрашивающиеся индикаторами на Fe и Mn. В поверхностном слое осадков они исчезают, сменяясь коллоидными гидроокисями Fe и Mn. Органика, таким образом, играет роль «транспортной упаковки». В верхнем слое осадков эта упаковка разрушается, происходит разложение органики и переход Fe и Mn в воду с образованием свежих оксигидратов. Они извлекают из наддонной и иловой воды малые элементы путем соосаждения, а затем и дополнительной сорбцией на свободной поверхности. Сходные явления имеют место и при растворении CaCO_3 и SiO_2 аморфн панцирей. Можно оценить масштабы этого процесса. Ежегодное продуцирование $S_{\text{орг}}$ планктоном составляет, по последним определениям, около 20 млрд. т в год. Среднее отношение Fe/C для диатомового планктона равно 0,11 [Лисицын, 1964], что дает связывание в протоплазму с последующим переходом в воду в виде коллоидов (оксигидратов Fe) 2 млрд. т Fe в год, что близко к общему количеству терригенного материала, откладывающегося в пелагиали на дне. Главная часть Fe вновь (и многократно) используется планктоном, но таким путем происходит постепенное освобождение поверхностных вод от растворенных элементов при захвате их во взвесь соосаждением и сорбцией на оксигидратах Fe. Общее количество

осаждающегося на дне океанов железа не может превысить его поступление с суши и с эндогенным веществом, но приведенные цифры показывают гигантские масштабы этого процесса массовой генерации коллоидов биосом - процесса, до настоящего времени неосознанного литологами.

Итак, биогенный процесс в океане - это не только мощная система биоассимиляции, которой растворенные формы элементов переводятся во взвесь, но и целая цепь сопряженных процессов образования коллоидов конденсацией на тонкодисперсном органическом материале ($C_{орг}$, $CaCO_3$, SiO_2 аморфн и др.). Распределение механизмов биоассимиляции, образования коллоидов и биосорбции подчинено той же зональности, что и планктона (широтной, вертикальной и циркумконтинентальной). Приведенные в этом разделе фактические данные показывают, что в условиях «живого океана» нельзя рассматривать осадкообразование в океанах «как процесс физический, а еще точнее механический, т.е. процесс механического разнosa и фракционирования твердых фаз, поступивших с берега, аллохтонных...» [*Страхов, 1976₂*, стр. 201]. **Главная особенность океанской седиментации, в отличие от седиментации на континентальных блоках, это решающая роль биоса, который в значительной мере определяет и ход терригенного процесса в пелагиали.**

Сочетание биоассимиляции, биофилтрации и сорбции в разных климатических зонах имеет свои особенности, что в значительной мере определяет особенности подготовки, транспортировки и отложения не только собственно биогенного, но и терригенного материала.

«ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ» И РЕАЛЬНЫЙ МЕХАНИЗМ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННОГО ВЕЩЕСТВА В ОКЕАНАХ

Следует напомнить, что «гидродинамическая концепция», развиваемая Н.М. Страховым, разрабатывалась также М.В. Кленовой около 30 лет назад главным образом на основе изучения мелководных морей (Баренцева, Белого и т.д.). «Халистатические зоны отражаются на карте осадков в виде отложения ила или глинистого ила. Динамическая карта течений и карта механического состава осадков взаимно контролируют друг друга. При этом на составе грунта сказываются лишь существенные постоянные изменения режима, а не мелкие случайные отклонения. Осадок является проекцией гидродинамических условий морской воды, но проекцией медленно изменяющейся, отражающей господствующий гидрологический режим - многолетнее среднее всех сезонных и непериодических его колебаний. Механический состав, точно определенный, может служить критерием для контроля динамических карт» [*Кленова, 1948*, стр. 221].

Писались эти строки тогда, когда почти ничего не было известно о системах глубоководных циркуляций, о многоэтажной структуре течений в океанах, когда отсутствовали приборы и методы для изучения взвеси и определения течений на глубинах. С появлением новых фактов «динамическая концепция» была оставлена. Тем более поражает возрождение этих идей Н.М. Страховым и его удивление тому, что «доселе такая трактовка не заявлена в литературе».

М.В. Кленова считала гидродинамику определяющей для одного только показателя осадочного материала - гранулометрического состава. Н.М. Страхов пошел дальше: «Итак, размещение в океанских отложениях абсолютных масс всех компонентов, как минеральных, так и биогенных, прямо и непосредственно контролируется гидродинамическим режимом поверхностных слоев океанской водной толщи» [*Страхов, 1976₁*, стр. 12].

Мне уже приходилось писать, что распределение абсолютных масс $CaCO_3$, SiO_2 аморфн, $C_{орг}$ и других биогенных компонентов в осадках Мирового океана не контролируется гидродинамикой и что они не локализованы в активной «циркумконтинентальной зоне», как считает Н.М. Страхов, а подчинены климатической

зональности [Лисицын, 1977]. Также отлично от этой концепции и размещение абсолютных масс терригенного материала, и отдельных компонентов терригенного вещества - обломочных и глинистых минералов, элементов-гидролизатов и др. Все они, и в процентном выражении, и в абсолютных массах, распределяются по гораздо более сложным закономерностям и не связаны с циркуляцией поверхностных вод. Именно эта сложность заставила Н.М. Страхова писать: «В распределении терригенных минералов - особенно глинистых - связь с конкретной гидродинамикой поверхностного слоя исчезает, одни и те же минералы отлагаются и под динамическими активными, и под пассивными зонами и халистазами» [Страхов, 1976], стр. 8].

Только прямые исследования взвеси в водах океана и в воздухе над океаном дают возможность видеть осадочный материал на всем пути транспортировки от мест его поступления с суши до отложения на дне. Отчетливо видно, в частности, что тонкий материал движениями воды постепенно сбрасывается с шельфов и поступает в пелагические области океана на глубины 200-500 м, образуя длинные шлейфы, «языки» и отдельные «облака» в верхней части материкового склона [Лисицын, 1961, 1974]. Таким образом, уже на краю шельфа, т.е. **по периферии океана, не достигнув еще пелагиали, главная часть терригенного материала уходит ниже поверхностной циркуляционной системы.** Далее в пелагиаль он погружается еще глубже, в пределы промежуточной, глубинной и придонной водных масс, и главный перенос осадочного материала идет за пределами поверхностной циркуляционной системы, под ней (фиг. 1).

В соответствии с данными современной гидрологии поверхностная циркуляция, состоящая из циклонических и антициклонических систем, на глубинах 50-200 м сменяется системой промежуточных вод, еще глубже - циркуляцией глубинных вод и, наконец, циркуляцией придонных вод. Циркуляции этих водных масс различны. В промежуточных водах особенно четко выражены противотечения, направленные навстречу поверхностным течениям, в частности в экваториальной зоне - противотечения Кромвелла, Ломоносова, Тареева. О том, что циркуляция глубинных и придонных вод по направлению и по скорости большей частью противоположна циркуляции верхних слоев, причем скорости в ней несколько увеличиваются, по мере приближения ко дну и у линий тока возникает тенденция следовать изобатам рельефа дна, писал А.С. Монин с соавторами в 1974 г. При этом переход от циркуляции поверхностных вод к циркуляции глубинных происходит на глубине 1-2 км [Монин и др., 1974]. Таким образом, циркуляция в большой части водной толщи (3-5 км) отличается от поверхностной и даже противоположна ей.

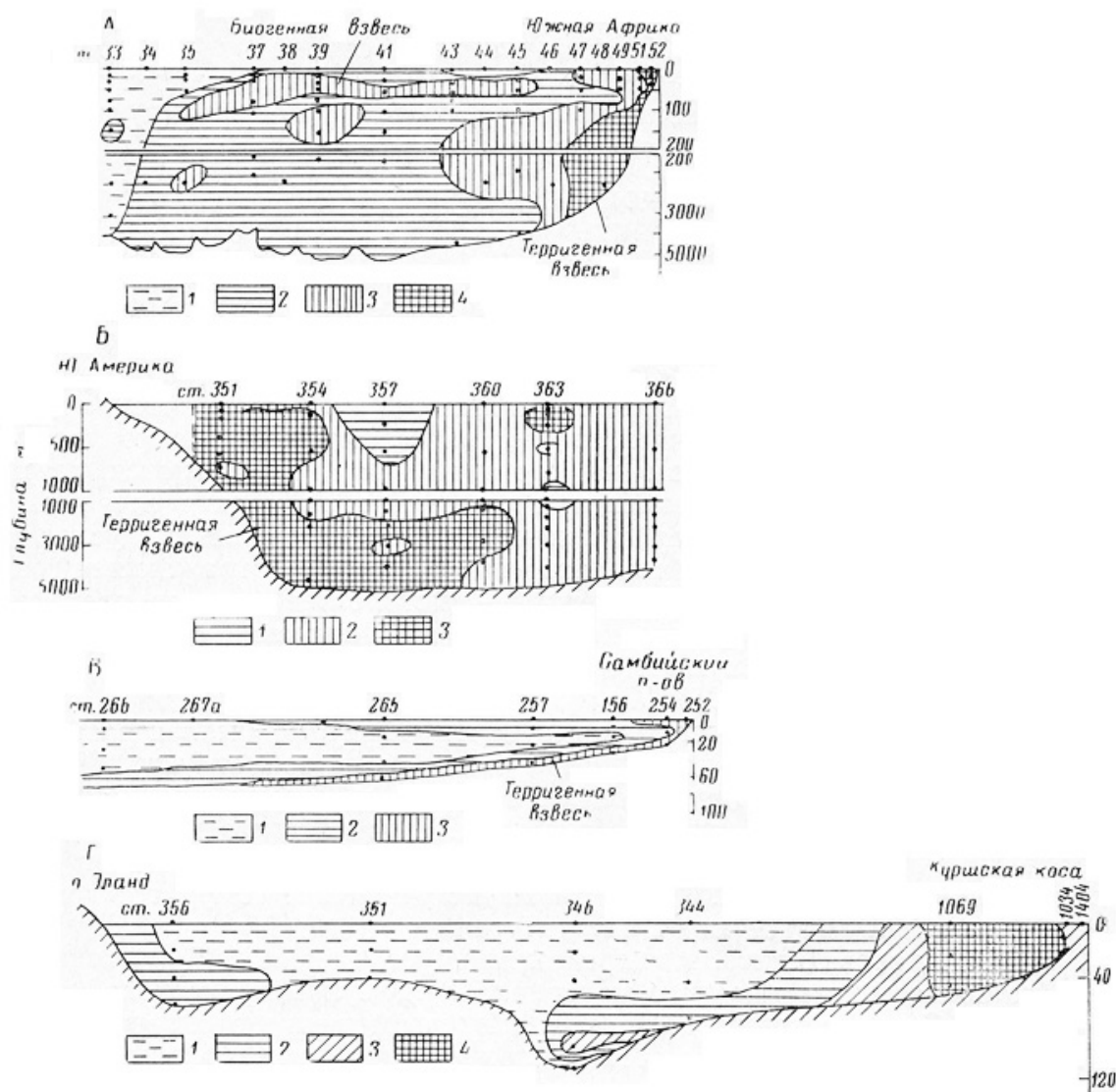
В настоящее время установлены также синоптические вихри, возникающие в океане и соответствующие циклонам и антициклонам атмосферы, мелкомасштабная и мезомасштабная изменчивость океана, сезонная, междугодовая и др. [Монин и др., 1974].

Необоснованность «динамической концепции» Н.М. Страхова выявляется не только из данных океанологии, но и при попытках применить ее к какому-либо хорошо изученному водоему, располагающемуся в пределах одной климатической зоны.

Для выяснения роли поверхностных течений в распределении осадочного материала идеальным водоемом, казалось бы, является Черное море. Здесь «движения воды на границе кислородной и сероводородной зон (на глубине 150-200 м) слишком слабы, чтобы сколько-нибудь заметно повлиять на разнос и распределение на дне осадочного материала. Такое влияние в Черном море оказывают лишь движения воды в верхней, динамически активной 50-70-метровой зоне» [Страхов, 1961, стр. 634].

В качестве индикатора миграции осадочного материала удобнее всего взять самые подвижные глинистые или обломочные минералы, а также показатели геохимические (элементы-гидролизаты). Сопоставление системы поверхностных течений Черного моря [Добровольский, Залогин, 1965] с распределением скоростей седиментации осадков (и абсолютных масс), глинистых, а также обломочных минералов и элементов-гидролизатов (фиг. 2) заставляет прийти к выводу, что **ход природного процесса не подтверждает**

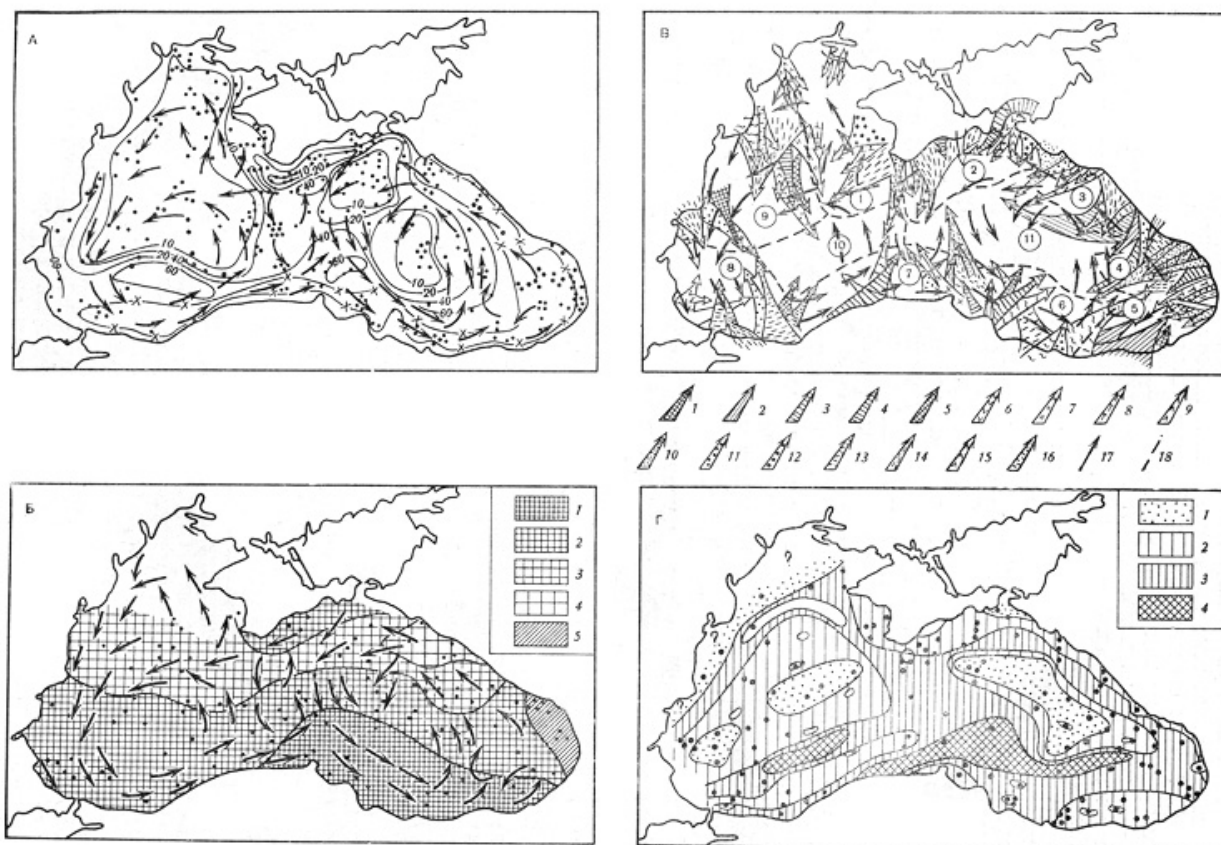
мнения Н.М. Страхова об особой роли поверхностной циркуляции вод. Изолинии и границы на этих картах обычно пересекают течения, не согласуются с ними. Может быть, это связано с какими-то особыми условиями Черного моря и оказывается справедливым в других местах?



Фиг. 1. Количественное распределение осадочного материала во взвеси морей и океанов (мг/л)

А — юго-восточная часть Атлантического океана, разрез к западу от Африки (около 5° ю. ш.). Содержание: 1 — <0,5; 2 — 0,5—1; 3 — 1—2; 4 — >2; точки — участки отбора проб. Б — западная часть Атлантического океана. Разрез к востоку от берегов Южной Америки. Содержание: 1 — <1; 2 — 1—2; 3 — >2. В — Балтийское море, разрез к западу от Клайпеды. Содержание: 1 — <1; 2 — 1—2; 3 — 2—3. Г — изменение содержания терригенных частиц во взвеси Балтийского моря, разрез от Куршской косы до о. Эланд (данные О. Г. Пустельникова, цитируется по Лисицыну и др., 1975). Содержание терригенного материала (% от взвешенного вещества): 1 — <20; 2 — 20—50; 3 — 50—80; 4 — >80. Точки — пробы взвеси

Другой показательный район - Бенгальский залив Индийского океана. Сюда реки Ганг и Брахмапутра выносят наибольшее количество терригенного материала - 1451 млн. т в год. Здесь имеется достаточное количество гидрологических наблюдений, а также данных о распределении взвеси и осадков, в том числе и таких индикаторов распределения терригенного материала, как глинистые и обломочные минералы, элементы-гидролизаты и др. (фиг. 3).



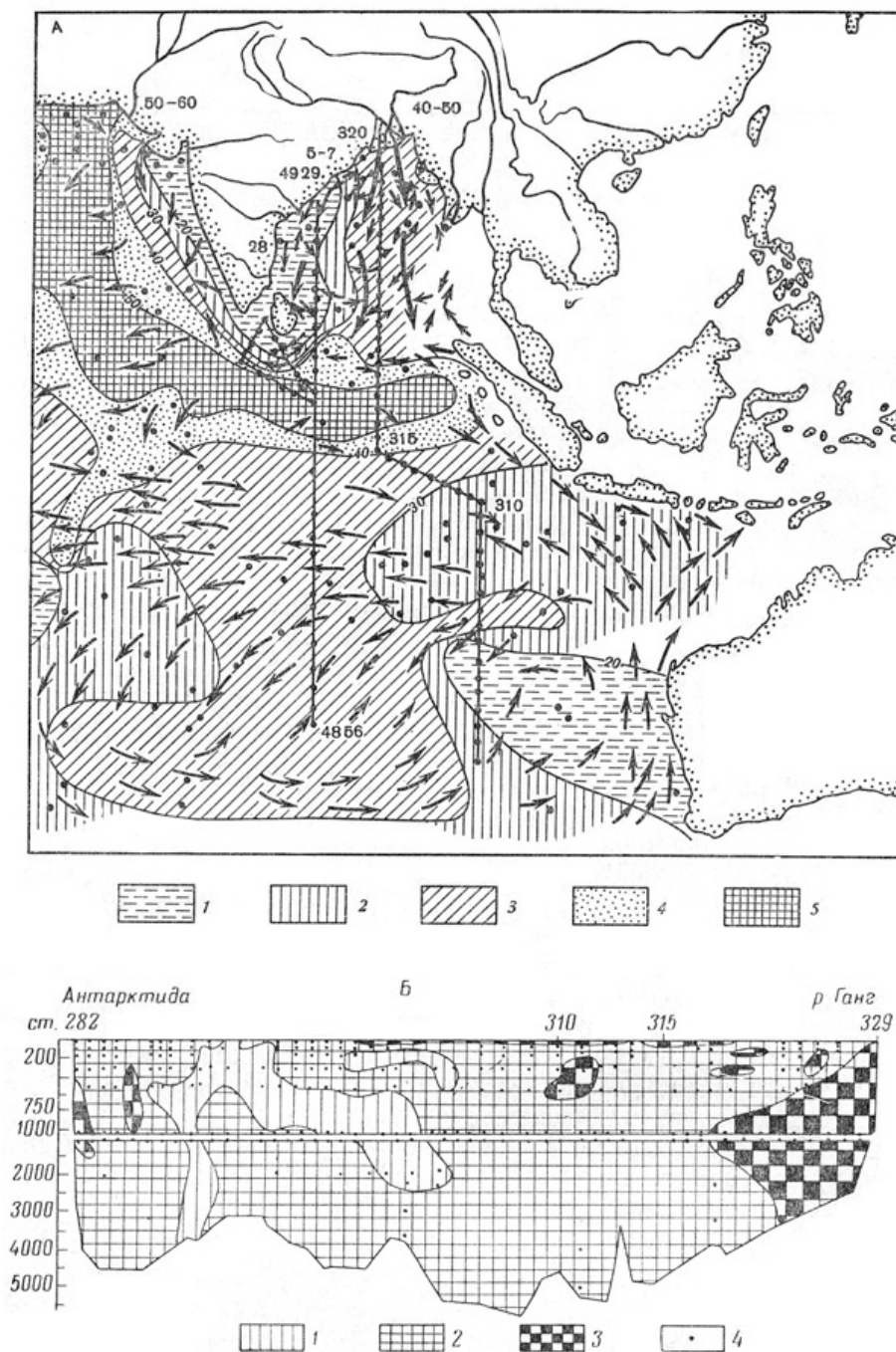
Фиг. 2. Скорости седиментации в Черном море, распределение глинистых и обломочных минералов и титана в сопоставлении с циркуляцией поверхностных вод

А — скорости седиментации для поверхностного слоя осадков (см/1000 лет). Стрелки — поверхностные течения (Шимкус и др., 1975); Б — распределение монтмориллонитового компонента во фракции менее 0,001 мм, %: 1 — 50—70; 2 — 30—50; 3 — 20—30; 4 — <20; 5 — зона пестрых содержаний (Бутузова и др., 1975). В — провинции и пути миграции обломочных минералов (Тримонис, 1975): 1 — моноклинные пироксены; 2 — ромбические пироксены; 3 — амфиболы; 4 — обыкновенные роговые обманки; 5 — эпидот; 6 — гранат; 7 — циркон; 8 — турмалин; 9 — рутил, сфен; 10 — магнетит; 11 — ильменит; 12 — лимонит-гематит; 13 — биотит; 14 — кварц; 15 — полевые шпаты; 16 — мусковит; 17 — поверхностные течения; 18 — границы провинций. Терригенно-минералогические провинции (цифры в кружках): 1 — Западно-Крымская; 2 — Крымско-Керченская; 3 — Северо-Кавказская; 4 — Южно-Кавказская; 5 — Кавказско-Анатолийская; 6 — Восточно-Анатолийская; 7 — Западно-Анатолийская; 8 — Прибосфорская; 9 — Дунайская; 10 — Западная открытого моря; 11 — Восточная открытого моря. Г — распределение TiO_2 в осадках Черного моря в пересчете на бескарбонатное вещество, %: 1 — <0,7; 2 — 0,7—0,8; 3 — 0,8—0,9; 4 — >0,9 (Страхов, 1976). На всех картах поверхностные течения даны по А. Д. Добровольскому и Б. С. Залогину (1965)

Главный путь движения минералов во взвеси и в донных осадках идет с севера, от устья р. Ганг, на юг, т.е. **поперек системы поверхностной циркуляции**. По разрезам распределения взвеси, полученным с интервалом в 4 года, представляющим собой как бы моментальные снимки хода процесса транспортировки осадочного материала в глубинных водах, видно, что главная часть терригенного вещества перемещается вне слоя поверхностной циркуляции, в глубинных и придонных водах, что подтверждается и данными минералогических исследований обломочных и глинистых минералов, элементов-гидролизатов.

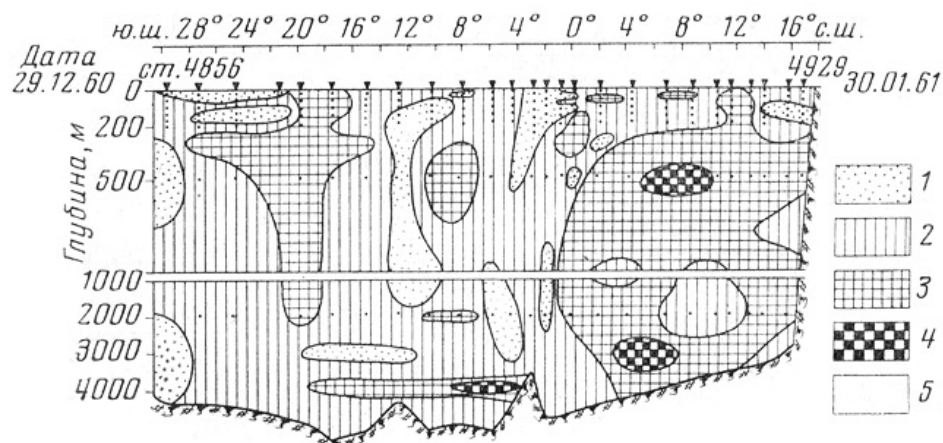
Совершенно очевидно, что поверхностные циркуляции в Бенгальском заливе, как и в Черном море, не определяют закономерностей распределения терригенного материала. Можно было бы привести множество других примеров, но все они показывают принципиально то же: распределение терригенного материала в океанах контролируется

не только циркуляцией поверхностных вод и конкретные закономерности распределения взвеси и терригенной части донных осадков много сложнее.



Фиг. 3. Распределение глинистых минералов в донных осадках, взвешенного осадочного материала на глубинах и поверхностные течения северной части Индийского океана и Бенгальского залива

А — распределение иллита (во фракции меньше 2 мкм (Goldberg, Griffin, 1970). Содержание, %: 1 — 1—20; 2 — 20—30; 3 — 30—40; 4 — 40—50; 5 — >50. Точки — станции. Цифры близ устьев рек — содержание иллита в речной взвеси, %. Стрелки — поверхностные течения. Линиями показаны разрезы распределения взвеси (Б — В): Б — распределение осадочного материала во взвеси на разрезе от р. Ганг до Антарктиды (положение см. на А) (Лисицын, 1974), мг/л: 1 — <1,0; 2 — 1,0—2,0; 3 — >2,0; 4 — места отбора проб. В — то же, на меридиональном разрезе от Индии до 30° ю. ш., мг/л: 1 — менее 0,5; 2 — от 0,5 до 1; 3 — от 1 до 2,5; 4 — более 2,5; 5 — места отбора проб (Лисицын, 1974)



Фиг. 3, В

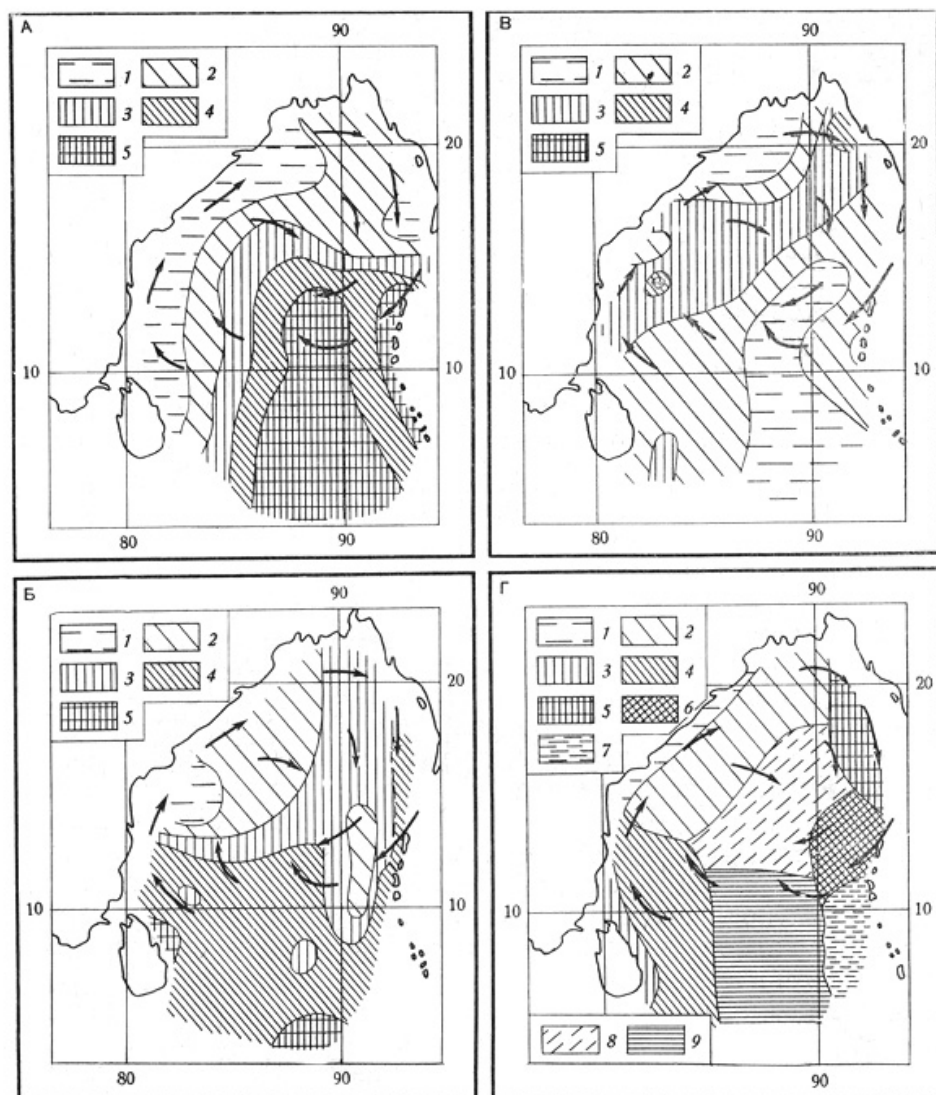
Поправка к фиг. 3, В. Условное обозначение 5 целиком соответствует условному обозначению 4 на фиг. 3, Б

В этом плане особенно много дает изучение взвеси в глубинах океана, которое было начато в Институте океанологии около 25 лет назад и в настоящее время является неотъемлемой частью анализа осадочного процесса. Исследования в этом направлении дали интересные и неожиданные для литологов результаты. Оказалось, что реальные, определенные по взвеси направления перемещений осадочного материала, как правило, отличаются от поверхностных течений, часто обратны им.

Сошлюсь на недавнее исследование внешнего Антильского хребта, представляющего собой гигантское осадочное образование на дне Атлантического океана и протягивающегося на 1200 км от глубоководного желоба Пуэрто-Рико на северо-запад до Большой Багамской отмели [Tucholke, Ewing, 1974]. Оказалось, что осадочный материал, поступающий с материка Северной Америки на всем протяжении от Канады до Багамской отмели, переносится не на северо-восток Северным пассатным течением и Гольфстримом, как этого следовало ожидать исходя из поверхностных циркуляций, а в противоположном направлении, т.е. на юг. Этот поток четко маркируется минералогически хлоритом и слюдами. Как показывает сейсмопрофилирование, он существует длительное время, по крайней мере с эоцена, и потому в открытом океане на участке, отделенном от влияния материков глубоководным желобом Пуэрто-Рико, накапливается толща осадков мощностью более 1 км и объемом около 60 тыс. км³. Навстречу этому глубоководному противотечению, несущему главную часть «меченого» осадочного материала из Северной Америки вдоль восточных берегов Южной Америки движется в придонных слоях встречный поток осадочного материала, резко отличного по составу (из Антарктики). И здесь главная часть осадочного материала перемещается навстречу поверхностному Бразильскому течению и, пройдя огромный путь, достигает района желоба Пуэрто-Рико.

Потоки глубинных вод следуют на определенных глубинах, они повторяют все изгибы изобат, и потому названы в морской геологии контурными течениями. Их скорость составляет в описываемом районе 2-22 см/сек. С каждым годом появляется все больше данных об очень большой, в ряде мест определяющей роли в пелагической седиментации именно этих, а не поверхностных течений.

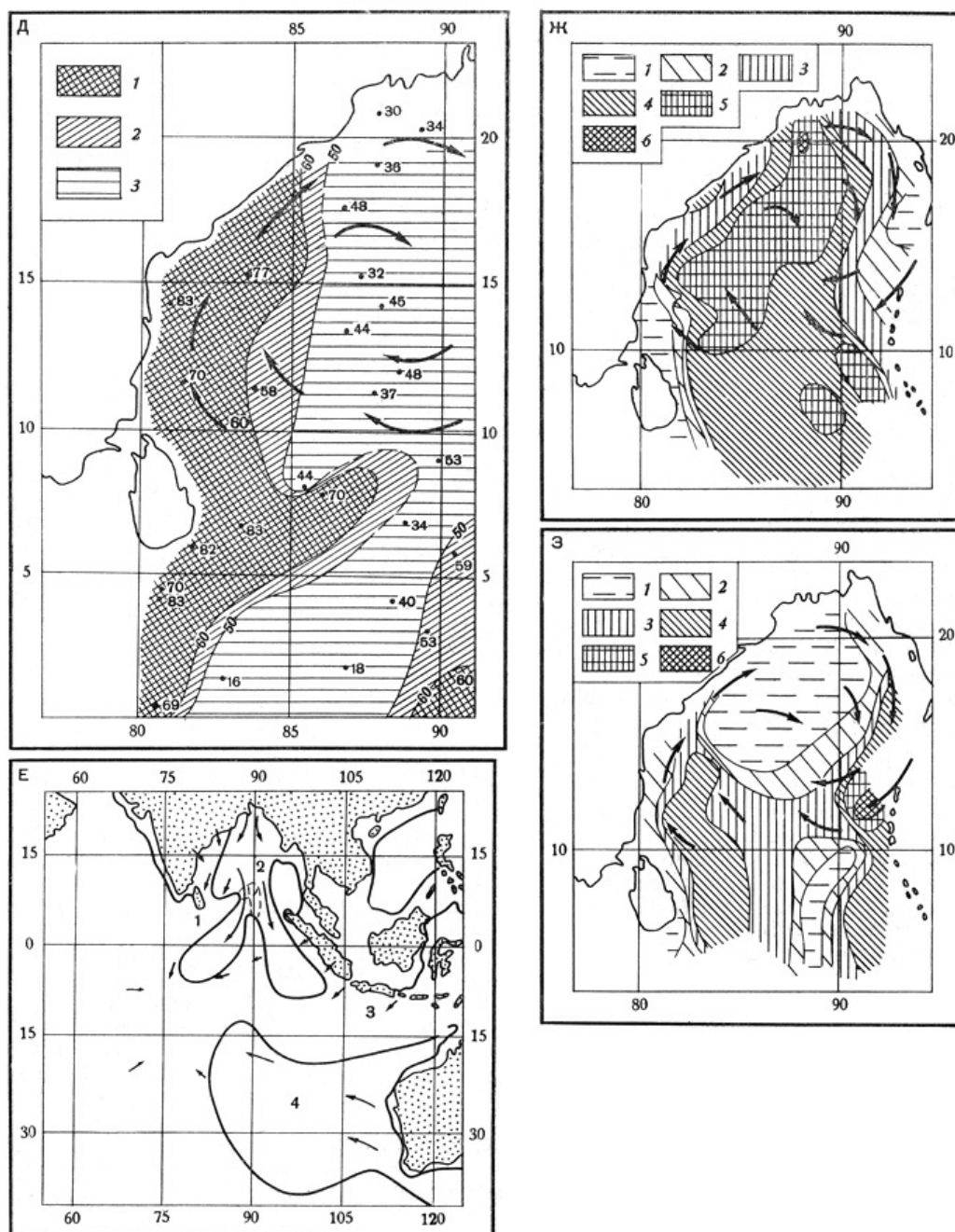
Современная концепция о связи осадконакопления в океане с течениями, основанная на прямом изучении распределения осадочного материала (взвеси) в толще вод и прямых наблюдениях глубинных течений (на буйковых станциях, поплавками нейтральной плавучести и др.), существенно отличается от концепции Н.М. Страхова. Перемещения осадочного материала определяются не только течениями в поверхностном



Фиг. 4. Распределение глинистых и обломочных минералов в донных осадках северной части Индийского океана и Бенгальского залива в сравнении с поверхностными течениями

А — карбонат кальция в осадках Бенгальского залива, вес. %: 1 — <1; 2 — 5—10; 3 — 10—25; 4 — 25—50; 5 — >50. Б — роговая обманка (% от тяжелой подфракции крупноалевритовой фракции): 1 — <5; 2 — 8—10; 3 — 10—20; 4 — 20—40; 5 — >40%. В — эпидот (% от тяжелой подфракции): 1 — <1; 2 — 1—2,5; 3 — 2,5—5; 4 — 5—10; 5 — >10. Г — провинции обломочных минералов: 1 — прибрежная Восточных Гат; 2 — глубоководная Восточных Гат — дельты Ганга; 3 — прибрежная Кармандельская — Цейлонская; 4 — глубоководная Кармандельская — Цейлонская; 5 — Араканская; 6 — Северная Андаманская — Никобарская; 7 — Южная Андаманская — Никобарская; 8 — северо-центральной части Бенгальского зал.; 9 — южно-центральной части Бенгальского залива. Д — распределение смектита в осадках Западной части Бенгальского залива (% на сухой остаток): 1 — <50; 2 — 50—60; 3 — >60 (Venkatarathnam et al., 1976). Е — провинции тонкодисперсных минералов и пути миграции в осадки северо-восточной части Индийского океана: 1 — Декканская; 2 — река Ганг; 3 — Индонезийская; 4 — Австралийская эоловая (Venkatarathnam a. Biscaye, 1973). Ж — полевой шпат в осадках Бенгальского залива (% от тяжелой подфракции крупноалевритовой фракции): 1 — <5; 2 — 5—10; 3 — 10—25; 4 — 25—50; 5 — 50—70; 6 — >70. З — клинопироксены (% от тяжелой подфракции крупноалевритовой фракции): 1 — <1; 2 — 1—2,5; 3 — 2,5—5; 4 — 5—10; 5 — 10—20; 6 — >20

Примечания. Течения для зимы северного полушария, ФГАМ — карта 50. Схемы А — В и Ж — З по Н. N. Siddique (1966).



Фиг. 4 (Д — З)

слое океана, а всей сложной многоэтажной системой течений, в которой все большее значение приобретает перемещение в глубинных и придонных слоях контурными и придонными течениями. В разных частях океана роль течений каждого из этажей может быть различной и суммарное перемещение отдельной частицы осадочного материала в большинстве случаев очень трудно прогнозировать. Поэтому главным методом определения многолетних векторов миграции осадочного материала по-прежнему остается определение ареалов рассеяния минералов-индикаторов, а также характерных элементов и других специфических показателей осадочного материала, которые дополняются изучением подводных фотографий, наблюдениями за течениями и др. Картина перемещений осадочного материала только поверхностными течениями практически нигде в океане не подтверждается, реальное перемещение много сложнее и изменчивее в пространстве. Поэтому нельзя согласиться со следующим высказыванием Н.М. Страхова: «С точки зрения механизма осадочного процесса, океан представляет

собой единое целое под всеми широтами: на нем вовсе не сказывается режим влаги, свойственный разным климатам (что и естественно). Только изменения температур от высоких широт к низким вызывают некоторые особенности осадочного процесса, да и то в весьма ограниченной степени» [1976₁, стр. 13]. Изменение режима влаги в океане сказывается очень сильно по изменению солености - это факт, общеизвестный в океанологии и земледелии и имеющий для зональности океанов значение не меньшее, чем испарение для зональности континентов. Сочетанием солености и температуры определяются основные свойства не только поверхностных, но и глубинных вод, их динамика, связанная с выравниванием плотностных неоднородностей воды, стратификация, разделение на водные массы и структуры, зональность. Сложность реального океана в том, что картина меняется не только по широте, но и по вертикали, т.е. она многоэтажна, а также меняется во времени. Точка зрения Н.М. Страхова не учитывает известных и неоспоримых, связанных с широтой места изменений в механизме подготовки, транспортировки и отложения осадочного материала.

Низкие температуры полярных областей приводят к возникновению льдов на суше и в океане, к тому, что роль воды в жидком виде в процессах подготовки и транспортировки осадочного материала снижается до минимума и заменяется водой в твердом виде, т.е. льдом. Лды в этой области Земли - главный агент осадочного процесса как на суше, так и в океане. В аридных зонах главную роль в подготовке и транспортировке материала с суши в океан играет ветер, причем главным образом не ветер приземного слоя, а тропосферные и стратосферные ветры, отличающиеся высокими скоростями. Большая сила и повторяемость ветров в питающих провинциях пустынь вместе с высокой сухостью воздуха приводят к тому, что возникает механизм дальнего переноса материала, которого нет в других зонах океана (тропосферный и стратосферный перенос). Таким образом, и в распределении главных механизмов подготовки и переноса осадочного материала в океане, как и на суше, существует четкая зональность. Реальное многообразие условий не имеет ничего общего с имеющимся якобы однообразием их, характерным для океанов.

Приведенные в этой статье данные показывают, что осадкообразование в океане - это отнюдь не простой механический разнос материала, поступившего из рек. Нельзя согласиться с упрощенной и противоречащей реальным фактам «гидродинамической концепцией», связанной с особой ролью поверхностных течений. Выяснению конкретных закономерностей ледовой и аридной седиментации в океанах будет посвящена следующая статья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Романкевич Е.А. Органическое вещество взвесей и донных осадков морей и океанов. - В сб.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971.
2. Богоров В.Г. О количестве веществ в живых организмах Мирового океана. - В сб.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971.
3. Булатов Р.П. О структуре и циркуляции вод придонного слоя Атлантического океана. - В кн.: Условия седиментации в Атлантическом океане. М., «Наука», 1971.
4. Бутузова Г.Ю., Градусов Б.П., Ратеев М.А. Глинистые минералы и их распространение в верхнем слое осадков Черного моря. - Литол. и полезн. ископ., 1975, № 1.
5. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
6. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М., «Мысль», 1965.
7. Кленова М.В. Геология моря. Учпедгиз, М., 1948.
8. Левитан М.А. Биогенный кремнезем как источник вещества для образования кремней в осадках Тихого океана. М., МГУ, 1975.

9. *Лисицын А.П.* Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах. - В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
10. *Лисицын А.П.* Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. - Океанологические исследования. М., «Наука», 1964, № 10.
11. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
12. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М., «Наука», 1977₁.
13. *Лисицын А.П.* Биогенная седиментация в океанах и зональность. - Литол. и полезн. ископ., 1977₂, № 1.
14. *Лисицын А.П., Богданов Ю.А.* Взвесь в водах Тихого океана. - В кн.: Тихий океан, кн. 1. Осадкообразование в Тихом океане. М., «Наука», 1970.
15. *Лисицын А.П., Гордеев В.В.* О химическом составе взвеси и воды морей и океанов. - Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
16. *Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Емельянов Е.М., Максимов А.Н., Пустельников О.С., Серова В.В.* Взвешенное вещество в водах Атлантического океана. - В кн.: Осадконакопление в Атлантическом океане. «Калининградская правда», 1975.
17. *Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г.* Изменчивость Мирового океана. Л., Гидрометеиздат, 1974.
18. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1, 2, под ред. П.Л. Безрукова. М., «Наука», 1970.
19. *Романкевич Е.А.* Геохимия органического вещества в океане. Автореф. докт. диссертации. М., МГУ, 1975.
20. *Страхов Н.М.* К вопросу о факторах преобразования серы в отложениях Черного моря. В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
21. *Страхов Н.М.* К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли. - Литол. и полезн. ископ., 1976₁, № 6.
22. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. «Наука», М., 1976₂.
23. *Тримонис Э.С.* Основные черты современного осадкообразования в глубоководной части Черного моря. - В кн.: Гидрологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей. М., «Наука», 1975.
24. *Шимкус К.М., Емельянов Е.М., Тримонис Э.С.* Донные отложения и черты четвертичной истории Черного моря. - В кн.: Земная кора и формирование Черноморской впадины. М., «Наука», 1975.
25. *Goldberg E.D., Griffin J.J.* The Sediments of the Northern Indian ocean. - Deep-Sea Res., 1970, v. 17.
26. *Siddique H.N.* Recent sediments of the Bay of Bengal. - Marine Geol., 1976, v. 5.
27. *Tucholke B.E., Ewing J.I.* Bathymetry and sediment geometry of the Greater Antilles outer ridge and vicinity. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85.
28. *Venkatarathnam K., Biscaye P.E.* Clay mineralogy and sedimentation in the Eastern Indian Ocean. - Deep-Sea Res., 1973, v. 20.
29. *Venkatarathnam K., Moore D., Curray J.R.* Recent bottom-current activity in the deep Western Bay of Bengal. - Marine Geol., 1976, v. 21.
30. *Vinogradov A.P.* Elementary chemical composition of marine organism. New Haven, 1953.
31. *Wiebe P.H., Boyd S.H., Winget C.* Particulate matter sinking to deep-sea floor at 2000 m in Tongue of the Ocean, Bahamas, with description of a new sedimentation trap. - J. of Marine Res., 1976, v. 34, No. 3.

Ссылка на статью:



Лисицын А.П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах. Литология и полезные ископаемые. 1977, № 6, с. 3-22.