

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ
В БАЛТИЙСКОМ
МОРЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1981

Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981. 248 с.

Монография посвящена рассмотрению процесса осадкообразования как результата взаимодействия биохимических, химических и литологических процессов, комплексное изучение которых осуществлялось в 26 А рейсе нис "Академик Курчатов" в 1978 г. под руководством чл.-кор. АН СССР А.П. Лисицына. В трех разделах монографии рассмотрена физико-географическая обстановка в водосеме, описан гидрометеорологический режим, даны карты рельефа дна, типов берегов и т.д. Приведены данные по четвертичной истории Прибалтики. Подробно излагаются результаты изучения биоса Балтийского моря, приведены сопоставления результатов определения первичной продукции, полученных разными методами, описаны современные биоценозы.

Рассматриваются вопросы литологии, геохимии осадков, строение осадочного чехла. Приведены результаты изучения количества и химического состава водной взвеси, химического и минералогического состава донных осадков, их физических свойств. Рассмотрены формы существования железа и марганца в осадках и процессы рудообразования. Освещен основной химический состав иловых вод и распределение в них микроэлементов. Табл. 38. Ил. 76. Библиогр. 102 назв.

Ответственные редакторы

А.П. ЛИСИЦЫН, Е.М. ЕМЕЛЬЯНОВ

Настоящий сборник подводит итог исследованиям, проведенным в Балтийском море в рейсе 26А судна Института океанологии АН СССР "Академик Курчатов". Рейс продолжался с 26 июня по 17 июля 1978 г. под руководством члена-корреспондента АН СССР А.П. Лисицына и капитана судна Н.В. Апехтина. Работами экспедиции была охвачена почти вся акватория Балтийского моря. Главные задачи рейса – системные геолого-геохимические и биологические исследования, в том числе и позволяющие принимать более эффективные меры по борьбе с загрязнениями этого водоема.

Работы по геохимии Балтийского моря, а также по детальному исследованию геохимии и литологии длинных колонок весьма актуальны в связи с тем, что в пределах водосбора Балтийского моря располагаются промышленно развитые страны Европы с интенсивным сельским хозяйством. Население этого региона превышает 160 млн. человек. Реки, впадающие в Балтийское море, несут огромное количество промышленных и бытовых отходов и среди них ряд тяжелых металлов и органических соединений (нефть и нефтепродукты, пестициды, гербициды, поверхностно-активные вещества, фенолы, лигнин, сульфат-целлюлоза и др.). Часть загрязнений поступает также из атмосферы в составе аэрозольного материала, а также с атмосферными осадками.

По литературным данным, уровень загрязнений в Балтийском море настолько значителен, что поступление тяжелых металлов и органических соединений, связанных с деятельностью человека, оказывает существенное влияние на химию воды и донных осадков, нарушает естественный режим природных процессов в водоеме. Существенное влияние эти вещества оказывают и на развитие организмов планктона и бентоса. В одних случаях они угнетают их развитие, в других, как в случае смыва водами удобрений с полей, приводят к резкому росту продукции и изменениям биоценоза, к эваторофикации водоемов.

Одна из главных задач рейса – отделение естественного фона и хода геохимических процессов от антропогенного, изучение динамики загрязнений во времени, на протяжении последних восьми тысяч лет, т.е. с момента развития земледелия и промышленности в Европе и особенно на протяжении последних 50–100 лет, когда вклад антропогенной составляющей и разнообразие ее компонентов резко повысились.

Изучая распределение разнообразных элементов и изотопов в длинных колонках, полученных в разных котловинах Балтийского моря, можно построить надежную хроностратиграфическую базу, которая для Балтийского моря долгое время была недостаточно разработана. Для этих целей наряду с традиционными методами биостратиграфии в рейсе широко использовались методы определения возраста (по ^{14}C , Pb^{210} , а также гамма-методы). Особенно высокое разрешение для выделения временных горизонтов необходимо для последних 100 лет. Впервые примененный в рейсе на борту судна вариант свинцового метода дает возможность датировать слой осадочного разреза на дне моря с точностью до десятка лет, а иногда и менее. Распределение геохимических показателей впервые для Балтийского моря удалось строить не по процентным их содержаниям, а в абсолютных массах, что резко повысило возможности анализа и толкования полученных результатов.

Предложенный метод геомониторинга предусматривает анализ истории разнообразных загрязнений в местах наибольшего их поступления – близ устьев главных рек. Поэтому здесь были проведены полигонные исследования с получением длинных колонок. В этом рейсе была получена самая длинная из ко-

лонок за всю историю Балтики - более 15 м. Задача геомониторинга и отделения естественного фона от антропогенных загрязнений оказывается весьма сложной. Для ее решения необходимы системные геохимические исследования с построением современной модели и с дальнейшим распространением ее, с применением сравнительно-литологического метода на геологическое прошлое. Для построения современной модели поступления химических элементов и биологической очистки водоема необходим учет широкого круга факторов, в том числе по геологии водосбора, речному стоку, распределению и составу взвеси и растворенных форм элементов в реках и водах моря, формам элементов в донных осадках, в иловых водах. Исходная картина распределения элементов на дне моря в ряде мест нарушается мощным процессом диагенетического перераспределения, что потребовало специального исследования этого процесса с применением новых методов.

Большое внимание уделялось биологической части программы, поскольку биос обеспечивает самоочищение водоема и важно определить предельные возможности биоценоза Балтийского моря. Проводились исследования по первичной продукции фитопланктона, видовому составу организмов планктона и бентоса, их размерам, количеству и другим показателям, что необходимо для построения в будущем математической модели биосистемы Балтийского моря.

Для решения поставленных задач в рейсе применены новые методы исследований, ранее не применявшиеся в Балтийском море. Все пробы донных осадков были получены тяжелыми грунтовыми трубками диаметром 127 и 198 мм, а также дючерпателями "Океан-50". Пробы воды с разных горизонтов отбирались батометрами из нержавеющей стали с тефлоновым покрытием, а также погружным насосом. Взвесь на ходу судна отбиралась с применением методов сепарации, аэрозольный материал - с помощью сетей.

В рейсе участвовали 85 научных сотрудников, из них четыре доктора наук и 27 кандидатов наук, главным образом из Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, а также из его Атлантического отделения.

Работы выполнены на 130 станциях, причем трубками большого диаметра было получено около 230 м колонок. Взвесь и растворенные формы изучались на 130 станциях, причем отобраны пробы большого объема (до 200 л) с 450 горизонтов, получено более двух тысяч проб на мембранных ультрафильтрах. На всех станциях велись исследования прозрачности вод по вертикали с помощью прибора "Квант", а также теробатиграфа.

Биологические отряды выполнили 108 анализов первичной продукции, фитопланктона, около 120 проб отобрано для анализа продукции бактериопланктона, изучили распределение пигментов в воде, собрали большое количество проб фитопланктона и зоопланктона, а также бентоса.

За время рейса методами атомной абсорбции на борту судна было выполнено около 4,5 тысячи элементоопределений на различные металлы в воде, взвеси, донных осадках и иловых водах. Большой объем работ был выполнен также по органической геохимии.

Результаты исследования обсуждались на двух специальных симпозиумах в Москве и в Пушкино Московской области.

Настоящий сборник охватывает только часть проведенных исследований. Здесь рассматриваются общие сведения о водоеме Балтийского моря и его водосборе, а также о ходе биогенных процессов в море. Главная часть работы посвящена литологии и геохимии донных отложений, в другой части сборника рассматриваются новые данные по изучению взвеси Балтийского моря и некоторых рек его бассейна, а также данные по литологии, геохимии и стратиграфии осадков. В следующих сборниках предполагается опубликовать материалы по геолого-геохимической истории Балтийского моря и его водосбора и по геохимии продуктов человеческой деятельности, которая запечатлена в донных осадках и организмах, геохимии органических веществ, а также по биологической модели водоема.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ВОДОЕМЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

ПОЛОЖЕНИЕ, ГРАНИЦЫ И РАЗМЕРЫ МОРЯ

Балтийское море – платформенный водный бассейн, занимающий обширную депрессию в пределах Балтийского шита и Русской плиты докембрийской Восточно-Европейской платформы. Юго-западная часть моря (западнее о-ва Борнхольм) располагается в зоне Польско-Датского прогиба, отделенного от платформы тектоническим швом, называемым линией Торнквиста. Такое структурное положение Балтийского моря обусловило в целом небольшие глубины и преобладание выровненного или мелкохолмистого рельефа дна [Литвин, 1974].

Балтийское море входит в состав Атлантического океана и сообщается с ним через Датские проливы и Северное море. Согласно принятому в настоящее время делению океана, западная граница Балтийского моря проходит между проливами Скагеррак и Каттегат на широте мыса Скаген. Площадь моря в этих границах составляет 419 тыс. км², объем вод – 21,5 тыс. км³, средняя глубина – 51 м [Атлас океанов, 1977]. Максимальная глубина достигает 459 м и приурочена к Ландсортскому желобу, расположенному в северо-западной части моря. В целом же в море преобладают глубины от 20 до 150 м (рис. 1,2).

Балтийское море имеет несколько крупных заливов: Ботнический – на севере, финский и Рижский – на северо-востоке, Гданьский – на юго-востоке, Поморская, Мекленбургская и Кильская бухты – на юго-западе. Большая часть островов расположена вблизи берегов. Датские острова (Зеландия, Фюн, Лоланн и др.) отделяют от моря пролив Каттегат. У побережья ГДР располагается наиболее крупный о-в Рюген, у юго-восточного берега Швеции – о-в Эланд. Моонзундские острова (Сааремаа, Хиума, Муху и множество мелких) отделяют от моря Рижский залив, а Аландские – Ботнический залив. В открытом море расположены острова Борнхольм, Готланд и примыкающие к последнему с севера небольшие острова Форё и Готска-Сандё.

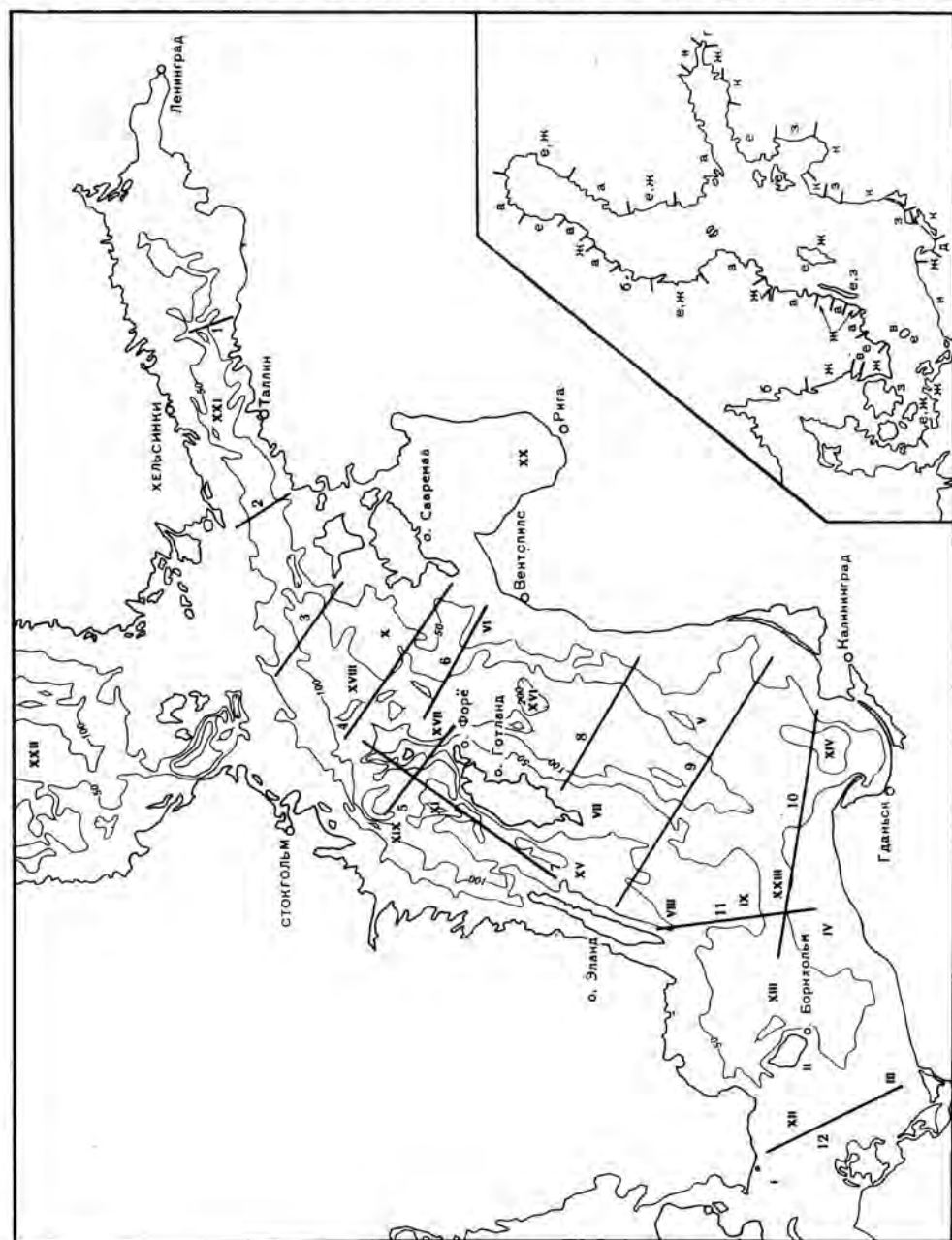
БЕРЕГА

Берега Балтийского моря разнообразны по своему строению и формируются под воздействием различных факторов. Выделяются три группы морфогенетических типов берегов: 1) берега, мало измененные морем: шхерные, фиордовые, первично-бухтовые, сбросовые и другие; 2) берега, формирующиеся преимущественно под воздействием неволновых факторов: дельтовые, аллювиально-морские; 3) берега, формирующиеся в основном за счет волновых процессов: абразионные бухтовые, абразионные выровненные, аккумулятивные выровненные, аккумулятивные лагунные и другие [Гуделис, 1967]. Наибольшее распространение в северной и северо-западных частях моря имеют берега первой группы, а в восточной, южной и юго-западных частях моря – третьей, что обусловлено геологическим строением суши и гидрометеорологическим режимом моря (см. рис. 1).

Вдоль побережья СССР наблюдается чередование протяженных участков абразионных и аккумулятивных типов берегов, сложенных в основном рыхлыми

Рис. 1. Рельеф дна Балтийского моря и морфогенетические типы берегов

Римскими цифрами обозначены формы подводного рельефа. Банки: I — Кригерс-флак, II — Рёйне, III — Одер, IV — Слупская, V — Клайпедская, VI — Винкова, VII — Хобург, VIII — Северная Средняя, IX — Южная Средняя; ступенчатые плато: X — Западно-Сааремское, XI — Западно-Готландское; впадины: XII — Арконская, XIII — Борнхольмская, XIV — Гданьская, XV — Эландская, XVI — Готландская, XVII — Форё, XVIII — Северо-Балтийская, XIX — Ландсортская, XX — Рижская, XXI — Финская, XXII — Южно-Ботническая, XXIII — Слупский желоб. Сплошными линиями показано положение профилей (1—12) дна, приведенных на рис. 2. На врезке — типы берегов: а — шхерные, б — фиордовые, в — сбросовые, г — дельтовые, д — аллювиально-морские, е — абразионно-бухтовые, ж — абразионно-аккумулятивные бухтовые, з — абразионные выровненные, и — абразионно-аккумулятивные выровненные, к — аккумулятивные выровненные



четвертичными отложениями и подстилающими более прочными мезозойско-палеозойскими породами. Абразионные участки, где размыву подвержены обширные бенчи и надводные береговые склоны и обрывы, преобладают на побережье Самбийского полуострова (Калининградская область), южнее Вентспилса и вдоль восточного берега Рижского залива, а абразионные бухтовые – вдоль южного берега Финского залива. Аккумулятивные участки представлены Вислинской и Куршской песчаными косами, отделяющими от моря мелководные лагуны, а также располагаются в районах от Клайпеды до Лиепая, северо-восточнее Вентспилса и в вершинах Рижского и Финского заливов. Для них характерны широкие пляжи, окаймленные по берегу валобразными дюнами. Особенно высокие дюны встречаются на Куршской косе. Отличительная черта прибрежного осадкообразования – питание обломочным материалом почти исключительно за счет абразии клифов и бенчей. Особую роль играют сильные штормы, мобилизующие огромные массы материала даже на аккумулятивных берегах. Своеобразный источник питания прибрежных наносов – выброс пульпы Янтарного комбината на западном берегу Самбийского полуострова, который дает в год обломочного материала до 2,5 млн. м³ [Геология..., 1976]. Под воздействием преобладающих западных ветров вдоль берегов СССР развивается несколько потоков наносов. Наиболее крупный из них – Восточнобалтийский, прослеживающийся от берегов Самбийского полуострова на север до входа в Рижский залив [Кнапс, 1966]. Меньшие по размерам потоки наносов наблюдаются к югу от Самбийского полуострова, в Рижском и Нарвском заливах.

Наиболее распространенный тип берегов Финляндии, сложенных в основном древними кристаллическими породами, частично перекрытыми четвертичными отложениями, – шхерный, который прослеживается в Финском заливе, на Аландских островах и в южной части Ботнического залива. В северной части последнего берег низкий, абразионно-бухтового типа. Из-за большой изрезанности берегов и наличия шхер вдольбереговые потоки развиты лишь вблизи вершины Ботнического залива, где, несмотря на последднеиковое поднятие берегов, происходит интенсивная аккумуляция песков и илов [Геология..., 1976]. Аналогичное строение имеют берега Швеции, особенно в Ботническом заливе и северо-западной части Балтийского моря. Наиболее распространены шхерные берега, сложенные древними кристаллическими породами. В районе Стокгольма, например, полоса шхер достигает ширины 180 км. Часто встречаются шхерно-фиордовые и реже фиордовые берега. В южной части Швеции и на юго-западе развиты абразионно-аккумулятивные берега. Такой же тип строения характерен и для берегов островов Готланд и Эланд.

Вдоль побережий Дании, ФРГ и ГДР, сложенных четвертичными отложениями, залегающими на меловых породах, распространены преимущественно абразионные и абразионно-аккумулятивные типы берегов, образующие местами высокие обрывы, например на о-ве Рюген. В вершинах бухт и заливов, напротив, развиты аккумулятивные типы берегов с широкими пляжами. Вдольбереговые потоки наносов из-за изрезанности береговой линии и недостаточного питания их обломочным материалом развиты слабо.

Основной тип берегов в пределах Польши – выровненный абразионно-аккумулятивный, сходный с берегами Самбийского полуострова. Для этого типа характерно чередование абразионных участков, где размываются четвертичные и неогеновые отложения с аккумулятивными участками, с развитием пляжей, пересыпей и дюн. В Гданьском заливе сформировались крупные песчаные косы Хель (на западе) и Вислинская (на юго-востоке). Вдоль берегов Польши развиты потоки наносов, наиболее крупный из которых протягивается от Поморской бухты до косы Хель и питает ее. Большую роль в поставке обломочного материала для потока наносов, помимо абразии берегов, играет размыв мелководной песчаной Одер-банки, расположенной в Поморской бухте.

Как показывают расчеты [Блажчишин, Шуйский, 1973], в результате абразии берегов Балтийского моря в донные осадки поступает около 20 млн. т в год обломочного материала. Примерно столько же дает размыв морского дна в прибрежной зоне, особенно мелководных банок. Это в 5–7 раз больше,

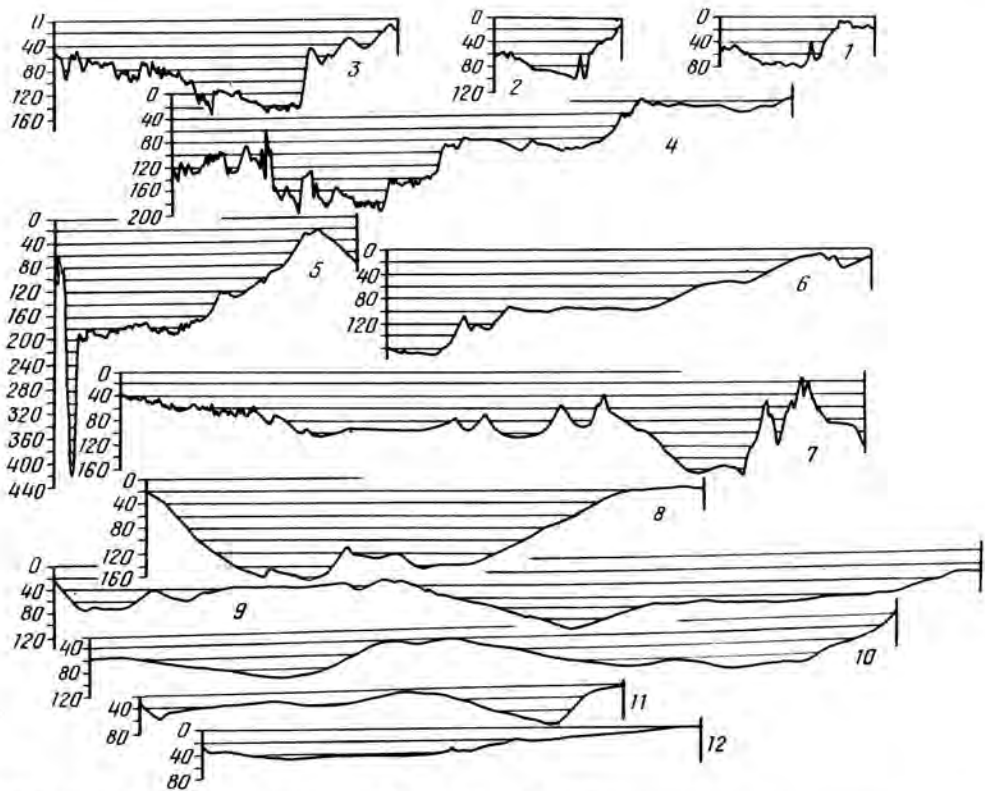


Рис. 2. Обзорные профили дна Балтийского моря

Соотношение горизонтального и вертикального масштабов для профилей 1–4 – 1 : 200, для профилей 5–12 – 1 : 150. Положение профилей показано на рис. 1

чем твердый сток рек, впадающих в море. Причем подавляющее количество речных наносов представлено пелитовыми фракциями, которые выносятся в открытое море, тогда как за счет абразии берегов формируются в основном песчаные и более крупные наносы, питающие вдольбереговые потоки и отлагающиеся большей частью на подводном береговом склоне.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА МОРЯ

Расположение и простираие основных форм рельефа дна моря, как и береговых линий, подчинено определенным закономерностям, что отчетливо видно на геоморфологической карте (рис. 3). В южной части Балтийского моря преобладают субширотные простираия форм подводного рельефа вдоль южных берегов Швеции и северных берегов ФРГ, ГДР и ПНР. Прибрежные мелководья с глубинами до 20–25 м имеют в основном выровненный рельеф, выработанный при послеледниковом поднятии уровня моря и подвергающийся современному волновому воздействию. На внешних частях мелководий у побережий ПНР и Швеции с глубинами до 45–50 м в настоящее время преобладают процессы аккумулятивного выравнивания. Местами в пределах мелководий располагаются пологие возвышенности, сложенные песчаным материалом и образовавшиеся за счет размыва моренных отложений [Литвин, 1974]. К ним относятся банка Кригерс-Флак вблизи о-ва Зеландия (глубины 15–17 м), Одер-банка в Поморской бухте (глубины 6–10 м), Слупская банка у северного побережья Польши (глубины 10–18 м) и несколько более мелких банок. К юго-западу от о-ва Борнхольм протягивается в виде пологого порога мелководная Ренне-банка, поверхность которой сложена небольшими уступами и грядами за счет выходов коренных пород.

С западной и восточной сторон от о-ва Борнхольм располагаются впадины Арконская и Борнхольмская. Склоны впадин пологи и образованы слабохолмистыми наклонными равнинами. Холмистый рельеф их обусловлен реликтовыми ледниково-аккумулятивными формами, сохранившимися после отступления ледника и поднятия уровня моря. На дне впадин, как свидетельствуют данные эхолотирования и сейсмопрофилирования [Литвин и др., 1972], этот рельеф перекрыт покровом рыхлых осадков позднего и послеледникового возраста. Поэтому дно впадин представлено субгоризонтальными плоскими равнинами неволновой аккумуляции. Глубины в Арконской впадине составляют 44-48 м, в Борнхольмской - от 70 до 98 м.

В рельефе дна центрального бассейна Балтийского моря (между о-вом Борнхольм и Аландскими островами) хорошо видно субмеридиальное простирание основных форм. Вдоль побережий Швеции и СССР протягиваются прибрежные мелководья с глубинами до 50 м. Между ними располагаются вытянутые с севера на юг впадины, разделенные продольным порогом с возвышающимся на нем о-вом Готланд. На западе располагаются впадины Ландсортская, Эландская и Борнхольмская, а на востоке - Форё, Готландская и Гданьская. Однако на севере субмеридиальные простирания сменяются субширотными, которые наиболее отчетливо видны в Северо-Балтийской впадине, протягивающейся с запада на восток и продолжающейся далее в Финском заливе.

По характеру расчлененности подводного рельефа центральный бассейн Балтийского моря можно разделить на три части: а) южная, где преобладает выровненный рельеф; б) средняя, где наблюдается ступенчатое строение подводного рельефа; в) северная, где распространен холмисто-грядовый рельеф (см. рис. 2). Такое различие обусловлено прежде всего структурно-литологическими особенностями слагающих морское дно пород [Литвин, 1974]. На севере распространены прочные породы кристаллического фундамента, подвергшиеся ледниковой экзарации и частично перекрытые моренными отложениями. В средней части дно моря сложено моноклинально залегающими, относительно прочными нижнепалеозойскими осадочными породами, перекрытыми четвертичными отложениями. Денудационные уступы, выработанные в пластах этих пород, хорошо видны на суше - в Эстонии, на островах Хиума, Сааремаа, Готланд и в южной части Швеции, где получили название глинта. Они прослеживаются также на морском дне, образуя несколько серий подводных уступов. В южной части центрального бассейна распространены относительно менее прочные верхнепалеозойские, мезозойские и кайнозойские породы, а также рыхлые четвертичные отложения, хорошо поддающиеся процессам выравнивания [Гуделис, 1970].

В прибрежном мелководье вдоль берегов СССР четко выделяются две зоны: подводный береговой склон с глубинами до 20 м, являющийся ареной современного волнового воздействия, и внешняя часть мелководья, рельеф которой выровнен волновыми процессами при изменениях уровня моря в позднем и послеледниковое время. Во внешней зоне местами сохраняются реликты ледниково-аккумулятивного рельефа в виде небольших холмов и гряд высотой 5-10 м, оставленных плейстоценовым ледником. Глубже 50 м прибрежное мелководье плавно переходит в пологие склоны (уклоны менее 1°) к впадинам моря. Здесь довольно широко распространен мелкохолмистый рельеф моренных отложений, почти не прикрытых современными осадками, что отчетливо видно на эхограммах или записях сейсмопрофилографа. Следовательно, поверхность склонов представляет собой по существу наклонные равнины с реликтовым ледниково-аккумулятивным рельефом, мало затронутым процессами абразионно-аккумулятивного выравнивания при изменениях уровня моря [Литвин, 1974].

Возвышенные участки прибрежного мелководья образуют банки. Северо-западнее Клайпеды на внешней части мелководья располагается довольно крупная Клайпедская банка с глубинами 45-50 м. Несколько небольших банок с глубинами менее 20 м, таких, как Винкова, Михайловская, Сарычева и другие, расположено вблизи берега на участке от Вентспилса до о-ва Хиума. Вершинные поверхности банок выровнены абразионно-аккумулятивными процессами

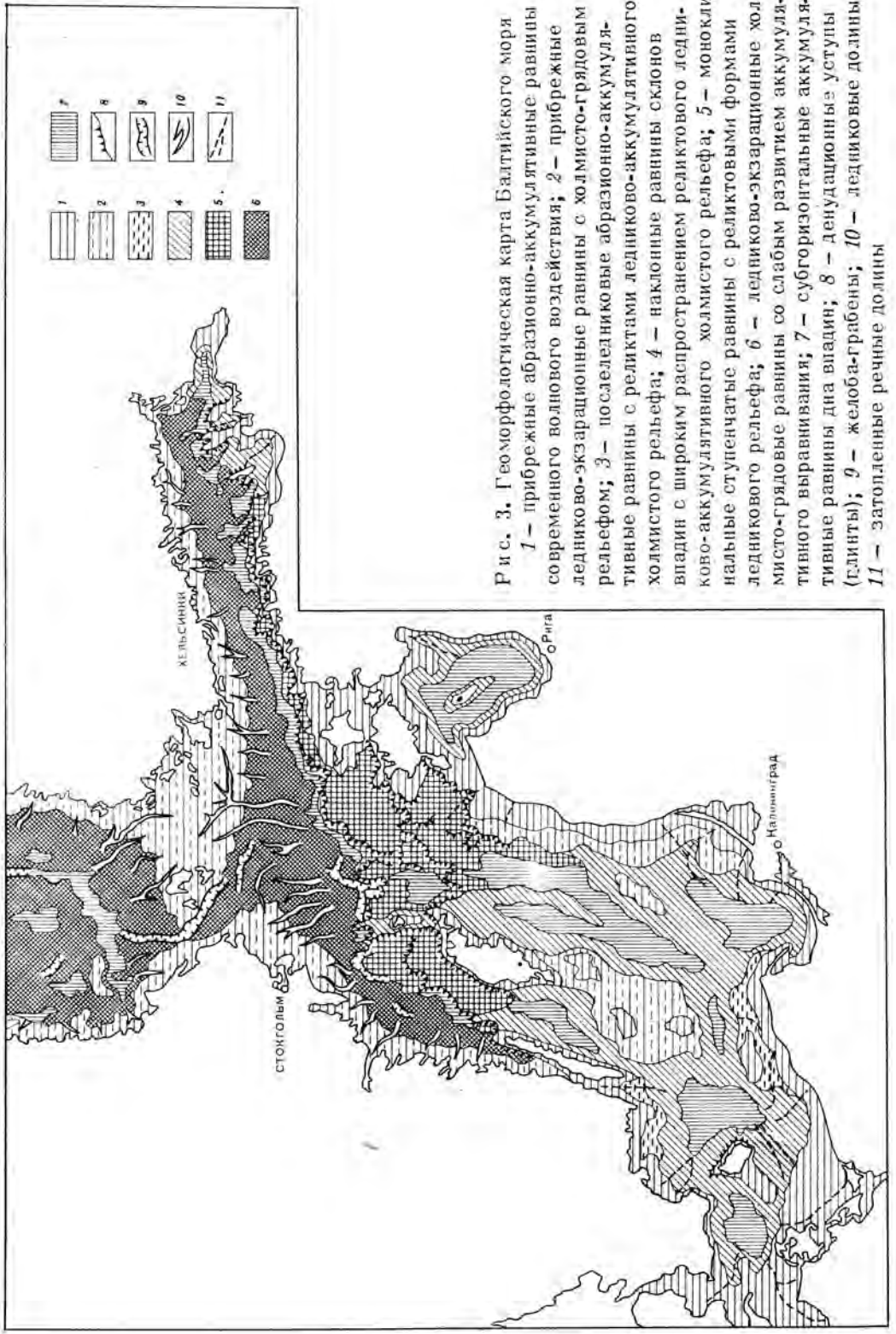


Рис. 3. Геоморфологическая карта Балтийского моря

1 — прибрежные абразионно-аккумулятивные равнины современного волнового воздействия; 2 — прибрежные ледниково-эзарационные равнины с холмисто-грядовым рельефом; 3 — послеледниковые абразионно-аккумулятивные равнины с реликтами ледниково-аккумулятивного холмистого рельефа; 4 — наклонные равнины склонов впадин с широким распространением реликтового ледниково-аккумулятивного холмистого рельефа; 5 — моноклинные ступенчатые равнины с реликтовыми формами ледникового рельефа; 6 — ледниково-эзарационные холмисто-грядовые равнины со слабым развитием аккумулятивного выравнивания; 7 — субгоризонтальные аккумулятивные равнины дна впадин; 8 — денудационные уступы (плиты); 9 — желоба-гребни; 10 — ледниковые долины; 11 — затопленные речные долины

ми, а склоны их обычно представлены невысокими уступами, образовавшимися, вероятно, за счет абразии при более низком стоянии уровня моря.

В ряде мест прибрежное мелководье и склоны впадин центрального бассейна, как и юго-западной части моря, пересекают подводные долины, большая часть которых слабо выражена в подводном рельефе из-за воздействия аккумулятивного выравнивания. Многие из них находятся на продолжении рек, впадающих в Балтийское море, представляя, таким образом, погруженные древние русла. Наиболее крупной является долина Пранемана, прослеживающаяся от Куршской косы с глубин 20-25 м вплоть до северного края Гданьской впадины. По данным изучения древнеаллювиальных отложений в районе поселка Нида на Куршской косе, залегающих на глубине 32 м [Кабайлене, 1967], можно предполагать, что долина Пранемана существовала уже в период добореального Иольдиевого моря, пересекая современные Куршский залив и косу. Меньшие по размерам подводные долины протягиваются в Мекленбургской и Поморской бухтах, на склонах Борнхольмской впадины, в районе Слупской банки и Самбийского полуострова, на протяжении рек Швентойя, Вента, а также в Рижском и Финском заливах на продолжении рек Даугава, Гауя, Пярну, Нарва. Все они свидетельствуют о более низком стоянии уровня моря и существовании на месте современных впадин позднеледниковых бассейнов.

Помимо подводных долин, в рельефе прибрежного мелководья, склонов впадин и порогов Балтийского моря при эхолотировании довольно часто отмечаются террасы и уступы, являющиеся затопленными древнебереговыми образованиями [Блажчиши и др., 1970; Литвин, 1974; Kolp, 1974; Rosa, 1970]. В районе Слупской банки зафиксированы террасы на глубинах 18, 35 и 45 м. Напротив мыса Розеве (у корня Хельской косы) имеется шесть выраженных террас на глубинах 19, 26, 35, 41, 47 и 58 м. У западного берега Самбийского полуострова обнаружена серия террас на глубинах 9, 18, 25, 34, 42, 59, 67 м. Вдоль южного берега Гданьской впадины протягивается уступ высотой 15 м, подножие которого располагается на глубине около 70 м. На западном склоне Клайпедской банки отмечены террасы на глубинах 52-54 и 65-68 м. Вблизи Вентспилса зафиксированы террасы на глубинах 12, 25, 30, 50 и 58 м. На склонах Готландского порога и Борнхольмской впадины имеются террасы на глубинах 24-26, 34-36, 42-44, 50-53, 58-61, 68-69 м. Сопоставление отмеченных уровней с данными изучения древнеаллювиальных отложений и береговых форм, а также со схемой развития Балтийского моря в поздне- и послеледниковое время [Геология ..., 1976] приводит к выводу, что формирование террас, расположенных на глубинах от 50 до 70 м, следует отнести к регрессии Балтийского ледникового озера и добореального Иольдиевого моря. Террасы, расположенные на глубинах от 32 до 47 м, образовались, очевидно, во время предлиториновой регрессии моря. Более высоко расположенные террасы с глубинами от 9 до 26 м были выработаны, вероятнее всего, в период последующей литориновой трансгрессии, происходившей, как известно, в две стадии. Глубины одновозрастных террас, как следует из анализа материалов, постепенно уменьшаются к северу. Это объясняется, несомненно, поздне- и послеледниковым изостатическим поднятием Фенноскандии, захватившим также северную часть Балтийского моря, тогда как южная его часть, напротив, испытывала погружение.

Наиболее крупной положительной формой рельефа дна в центральном бассейне моря является Готландский порог. Возвышающийся на нем о-в Готланд практически не имеет прибрежного мелководья. Подводный береговой склон на западе и востоке непосредственно спускается к впадинам моря. К северу от Готланда порог протягивается в виде узкого вала, на котором располагаются небольшой о-в Готска-Санде и несколько мелководных банок с глубинами менее 20 м. К югу от о-ва Готланда порог, напротив, широк и простирается до Слупского желоба, отделяющего его от прибрежного мелководья Польши. Вершинная поверхность южной части порога имеет глубины в основном 30-40 м, представляя абразионно-аккумулятивную равнину с реликтами ледниковых форм в виде беспорядочно разбросанных небольших холмов и гряд. На ней возвышаются банки Хобург, Северная Средняя и Южная Средняя с глубинами ме-

нее 20 м. Рельеф поверхности банок в основном выровнен, хотя местами, особенно на банке Хобург, встречаются небольшие гряды, образовавшиеся, вероятно, за счет избирательной абразии коренных палеозойских пород при более низком стоянии уровня моря. Склоны Готландского порога к впадинам моря пологи и на глубинах более 50 м, где почти повсеместно обнажаются моренные отложения, представляют наклонные равнины с реликтовым ледниково-аккумулятивным рельефом в виде многочисленных холмов и гряд. Такой же характер подводного рельефа наблюдается на подводном пороге между впадинами Готландской и Гданьской, где глубины достигают 80–90 м (рис. 4, а).

Дно впадин центрального бассейна Балтийского моря, судя по данным эхолотирования и сейсмопрофилирования, повсеместно хорошо выровнено за счет аккумуляции рыхлых поздне- и послеледниковых осадков, под которыми заоронена неровная, мелкохолмистая поверхность моренных отложений (рис. 4, б, в). Поэтому дно впадин представлено субгоризонтальными аккумулятивными равнинами, каждой из которых присущ свой уровень глубин. В Эландской впадине, вытянутой с севера на юг, глубины составляют от 70 до 110 м. В Слупском желобе, соединяющем Борнхольмскую и Гданьскую впадины, глубины не превышают 90 м. Гданьская впадина образована слегка вогнутой чашеобразной депрессией с глубинами от 90 до 105 м. Наиболее крупная – Готландская впадина – вытянута на значительное расстояние с севера на юг. Продольным валом, северная часть которого образует Клинтс-банку с минимальной глубиной 26 м, впадина разделяется на две части. Восточная часть более обширна и глубока. Преобладающие глубины составляют здесь 150–180 м, а максимальная достигает 249 м. Западная часть менее широка, глубины в ней колеблются от 120 до 160 м. Продольный вал, судя по данным сейсмопрофилирования и драгирования [Емельянов и др., 1975], имеет структурное происхождение. Очевидно, он образован вдоль зоны дислокаций палеозойских пород, на которую насажены силурийские рифовые массивы, перекрытые четвертичными отложениями. На склонах вала, где современные осадки практически отсутствуют, распространен ледниково-аккумулятивный мелкохолмистый рельеф.

Севернее Готландской впадины располагается широкая зона ступенчатого рельефа, протягивающаяся от Моонзундского архипелага на запад до побережья Швеции. Ступенчатость рельефа выражена в виде находящихся на различных глубинах банок, возвышенностей, плато и впадин, разделенных структурными уступами. Наиболее крупными поднятиями являются Западно-Сааремское и Западно-Готландское плато с глубинами 80–100 м. Их поверхность имеет слабый уклон к юго-востоку от верхнего края, ограничивающего с севера глинта до подножия следующего глинта, протягивающегося южнее. Самый северный из уступов, прослеживающийся почти непрерывно от Финского залива до северной оконечности Готландского порога (банка Коппарстенарна) и далее на юго-запад к о-ву Эланд, – наиболее древний ордовикский глинт. Высота этого ступенчатого уступа достигает местами 60–80 м. Южнее, от о-ва Сааремаа до северной оконечности о-ва Готланд и далее вдоль его северо-западного берега, протягивается серия уступов высотой до 30–50 м, относящихся к силурийскому глинту. Еще южнее прослеживается цепь относительно слабо выраженных, высотой не более 10–15 м уступов девонского глинта [Емельянов и др., 1975; Литвин, 1974; Martinsson, 1960]. Поверхность дна моря на ступенчатых плато, возвышенностях и банках с глубинами более 50 м имеет в основном мелкохолмистый рельеф, обусловленный реликтовыми ледниково-аккумулятивными формами, слабо прикрытыми современными осадками. Местами встречаются локальные структурные уступы, не относящиеся к основным глинтам, но имеющие, очевидно, то же происхождение. В районе между Западно-Сааремским плато и Готландским порогом располагается наиболее погруженный участок этой зоны – впадина Форё, где глубины достигают 150–180 м. Дно впадины образовано субгоризонтальной аккумулятивной равниной, а с впадинами Северо-Балтийской и Готландской оно соединено узкими каналами с глубинами 120–130 м, прорезающими приподнятые ступени морского дна. В целом зона ступенчатого рельефа средней части центрального бассейна Балтийского моря, судя по строению и залеганию коренных пород, представ-

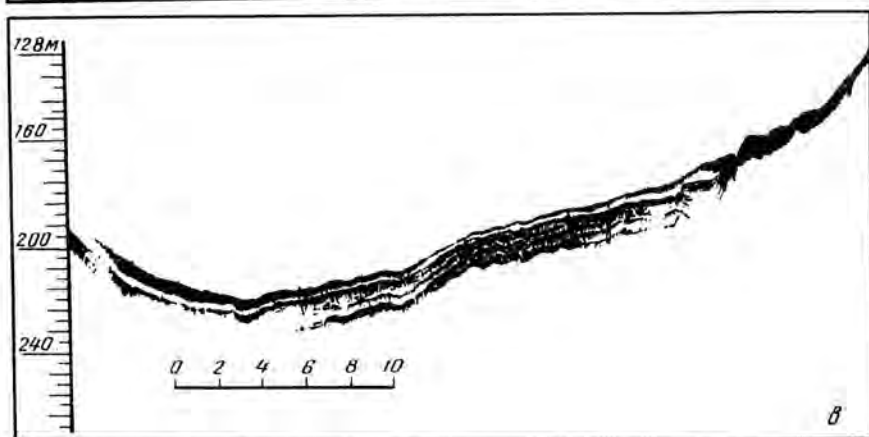
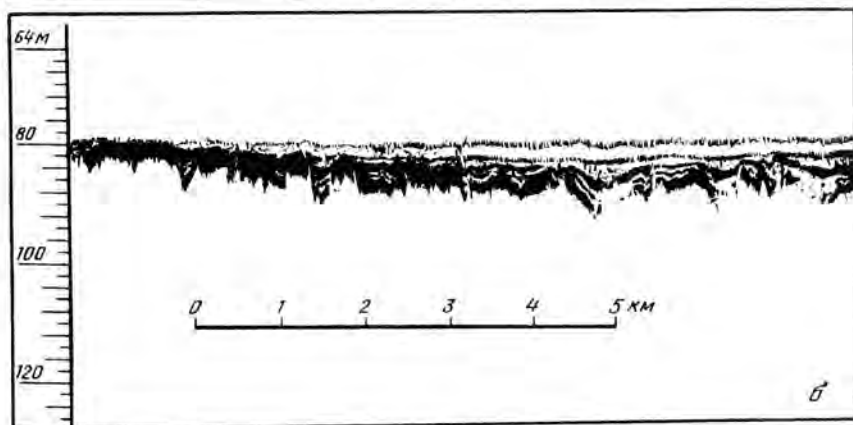
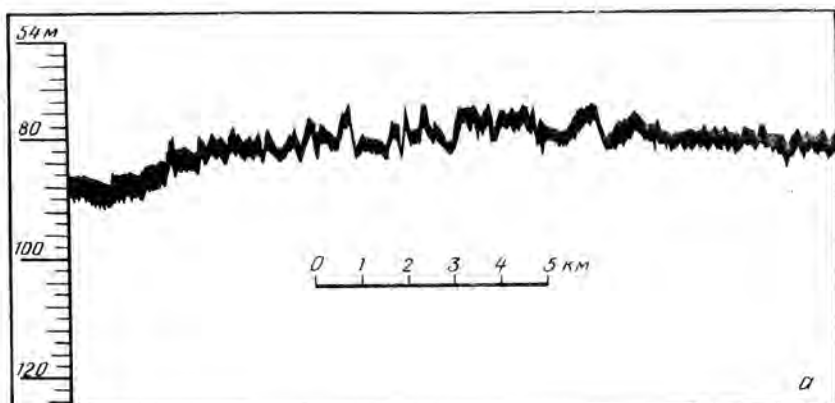


Рис. 4. Эхолотные записи подводного рельефа и слоистости донных осадков
а – Готландско-Гданьский порог, *б* – южная часть Готландской впадины, *в* –
 центральная часть Готландской впадины

ляет моноклиналичную ступенчатую равнину, сформировавшуюся в субэаральный период развития района в дочетвертичное время. Позже она испытала воздействие плейстоценовых ледников, которые оставили на ее поверхности реликтовый ледниково-аккумулятивный рельеф в виде многочисленных холмов и гряд.

Северо-Балтийская и Ландсортская впадины, протягивающиеся вдоль подножия ордовикского глинта, схожи между собой по строению подводного рельефа. Их дно имеет общий уклон от прибрежных мелководий Швеции и Финляндии к подножию глинта, где располагаются максимальные глубины впадин. Ланд-

сортская впадина разделена подводным порогом, ответвляющимся от Западно-Готландского плато, на две части: северную и южную. Преобладающие глубины во впадине составляют 150–190 м, однако в грабенообразных желобах они значительно больше. Самый крупный желоб – Ландсортский, расположенный в северной части впадины. Он имеет в плане подковообразную форму. Склоны его круты (до 15–20°), практически нерасчленены и образованы по линиям сбросов. Дно желоба узкое и плоское. По данным сейсмопрофилирования здесь накопилось около 160 м четвертичных осадков [Емельянов и др., 1975]. Северо-Балтийская впадина несколькими крупными подводными грядами субмеридионального простирания делится на ряд отдельных депрессий, где глубины колеблются от 120 до 200 м. По направлению к Финскому заливу глубины дна впадины постепенно уменьшаются. Характерный для Ландсортской и Северо-Балтийской впадин холмисто-грядовый рельеф образован многочисленными холмами и грядами, ориентированными в основном с севера на юг и юго-восток, т.е. по направлению движения плейстоценовых ледников Фенноскандии. Это свидетельствует о ледниково-экзарационном генезисе подводного рельефа. Относительные высоты гряд и холмов колеблются в пределах 20–50 м, а крутизна склонов составляет 3–5°. Дно межгрядовых ложбин покрыто прерывистым слоем рыхлых осадков, под которыми залегают моренные отложения, во многих местах обнажающиеся на вершинах и склонах гряд, что отчетливо видно на записях сейсмопрофилографа. Ближе к прибрежным мелководьям Швеции и Финляндии покров моренных отложений также прерывается и на морском дне обнажаются коренные породы кристаллического фундамента. В южной части впадин, вдоль подножия ордовикского глинта, напротив, развиваются активные процессы современного осадкообразования. Поэтому здесь сформировались узкие полосы аккумулятивных равнин.

Прибрежные мелководья Швеции и Финляндии с глубинами до 50 м также имеют расчлененный, холмисто-грядовый рельеф, слабо затронутый процессами абразионно-аккумулятивного выравнивания. Здесь видны явные следы экзарационного воздействия плейстоценовых ледников. Кроме того, во многих местах прибрежные мелководья и прилегающие склоны впадин прорезаны узкими подводными долинами с трогообразным поперечным профилем. Большинство долин находится на продолжении фиордов и проливов шхерного побережья. Глубина вреза их в дно моря составляет от 20 до 40 м, иногда и более 50 м. Очевидно, эти долины являются ледниково-эрозионными образованиями, выработанными в плейстоцене вдоль линий тектонических нарушений.

Дно Финского залива по своему строению сходно с Северо-Балтийской впадиной. Вдоль южного берега залива протягивается крутой подводный уступ ордовикского глинта, который поднимается над уровнем моря в виде берегового обрыва Эстонии. Вдоль подножия уступа располагается цепь узких аккумулятивных равнин, где глубины составляют 70–80 м. К северу дно залива постепенно повышается, переходя в прибрежное мелководье Финляндии. Здесь распространен характерный холмисто-грядовый рельеф с ориентировкой гряд в субмеридиональном направлении. В восточной части залива вследствие интенсивного выноса терригенного материала реками Нева, Нарва и другими образовались аккумулятивные равнины с глубинами от 30 до 50 м. Над их поверхностью возвышаются лишь денудационные останцы в виде небольших банок и островов с крутыми, обрывистыми склонами.

В Ботническом заливе также наблюдается характерное для северной части моря строение подводного рельефа. Прибрежное мелководье и склоны впадин имеют расчлененный холмисто-грядовый рельеф, осложненный ледниковыми долинами. На дне впадин северной и южной частей залива, разделенных подводным порогом, прослеживается чередование участков холмисто-грядового и выровненного рельефа, где глубины составляют от 100 до 150 м. Встречаются также грабенообразные желоба субмеридионального простирания, к которым приурочены максимальные глубины залива – до 260–290 м. Крупный грабен, состоящий из нескольких звеньев, располагается в проливе Садра-Кваркен, который соединяет Ботнический залив с Северо-Балтийской впадиной. Тектоническая природа этих желобов несомненна.

Рижский залив имеет значительно более простое строение подводного рельефа. Дно его образует чашеобразную впадину, в центре которой возвышается вытянутое в северо-западном направлении структурное поднятие с небольшим о. Рухну. Максимальная глубина до 56 м наблюдается к востоку от поднятия, а преобладающие глубины дна залива составляют около 40 м. По данным сейсмопрофилирования, под слоистой толщей рыхлых осадков прослеживается неровная поверхность подстилающих пород, смятых в пологие складки или нарушенных локальными сбросами [Геология ..., 1976]. Эти нарушения свидетельствуют о проявлениях неотектонических движений в позднеледниковое время.

Таким образом, основные формы рельефа дна моря сформировались в результате неотектонических движений и процессов денудационного выравнивания в дочетвертичное время, а малые формы рельефа и расчлененность дна моря обусловлены воздействием плейстоценовых ледников и процессов абразионно-аккумулятивного выравнивания в поздне- и послеледниковое время.

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Балтийское море расположено в умеренной климатической зоне и испытывает на себе влияние Атлантического океана, с одной стороны, и Евразийского материка - с другой. Воздействие океана проявляется прежде всего во вторжениях с многочисленными циклонами влажных воздушных масс. Среднее годовое количество осадков для большей части моря составляет от 500 до 700 мм.

В зимнее время циклоны, зарождающиеся в основном в области Исландского минимума, несут с собой пасмурную, дождливую (или с мокрым снегом) погоду. На море часто бывают туманы. Преобладают западные и юго-западные ветры. Поэтому зима мягкая и неустойчивая. Средняя температура января в южной части моря составляет около -3° , а в северной части моря до -8° . При вторжениях холодного арктического воздуха в районах Ботнического и Финского заливов, а иногда и южнее, наступают кратковременные похолодания до -20 и -30°C . Весной циклоническая деятельность ослабевает. Ветры становятся неустойчивыми по направлению и, кроме юго-западных и западных, часто дуют северо-западные, северные и северо-восточные. Штормов бывает мало. Северные ветры обуславливают вторжение холодных воздушных масс, поэтому весна на Балтийском море чаще всего холодная. Средняя температура мая составляет от $+6$ до $+12^{\circ}\text{C}$. Однако летом прохождение циклонов через Балтийское море несколько усиливается, хотя по сравнению с зимними летние циклоны менее глубоки, а их траектории обычно смещены к северу. В связи с этим лето прохладное и влажное. Жаркие периоды кратковременны и связаны с относительно редкими вторжениями средиземноморских воздушных масс. Преобладают западные ветры, реже наблюдаются северо- и юго-западные. Средняя температура июля в Ботническом заливе составляет около $+14^{\circ}\text{C}$, а в остальных частях моря от $+16^{\circ}$ до $+18^{\circ}\text{C}$. Осенью из-за воздействия Сибирского максимума барические градиенты над морем увеличиваются, вследствие чего идущие с запада циклоны отличаются низким давлением. Ветры усиливаются, особенно западные и юго-западные, часто достигая штормовой силы. Осень на Балтике относительно теплая, влажная и продолжительная. В южной и центральной частях моря наблюдаются густые туманы. Средняя температура сентября составляет здесь $+12^{\circ}$, а в Ботническом заливе падает до $+7^{\circ}\text{C}$. С октября в море устанавливается зимний метеорологический режим [Добровольский, Залогин, 1965; Demel, 1976].

В Балтийское море впадает большое количество рек, но наиболее крупные располагаются по южному и восточному побережьям. Годовой жидкий сток рек следующий: Нева - 82 км^3 , Нарва - 13 км^3 , Даугава - 21 км^3 , Неман - 22 км^3 , Висла - 29 км^3 , Одер - 15 км^3 . Все скандинавские реки дают годовой сток около 18 км^3 . Всего же в Балтийское море реками выносятся более 430 км^3 воды в год. Однако в течение года речной сток распределяется неравномерно. Максимум его приходится на время весеннего и частично летне-осенних паводков, а минимум на зимнее время. Аналогичным образом распределен в течение года взвешенный твердый сток рек, общая величина кото-

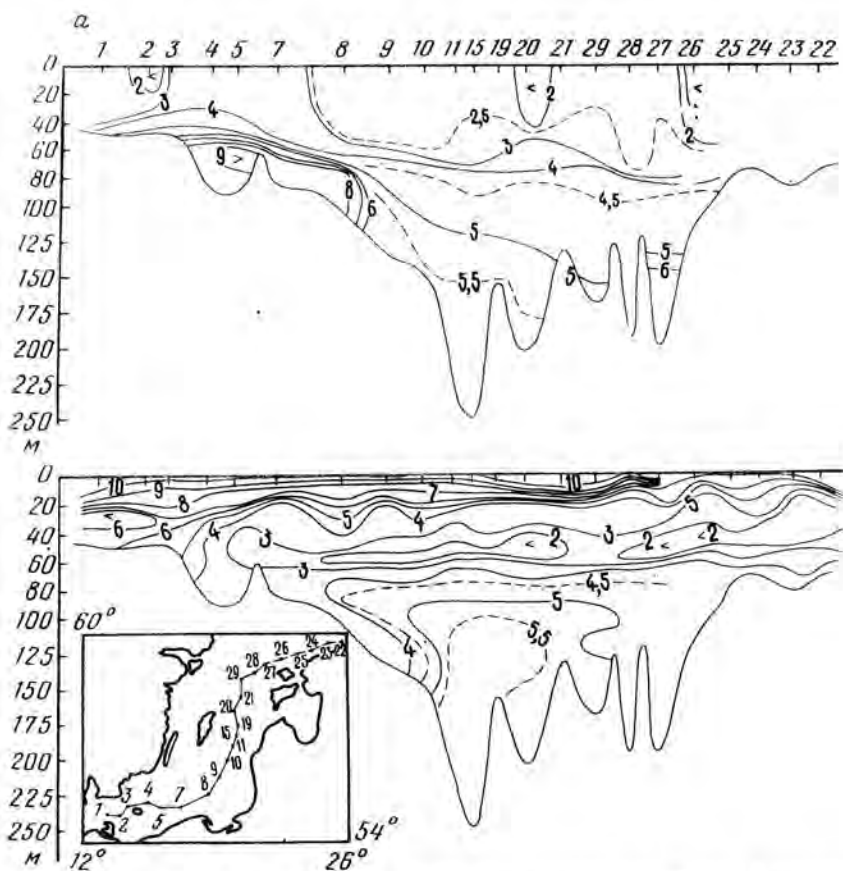


Рис. 5. Продольные разрезы температуры (а) и солености (б) вод Балтийского моря для зимы (21.01 – 3.02 – верхний ряд) и лета (17.06 – 27.06 – нижний ряд), по Атласу [Atlas..., 1978]

рого составляет около 6 млрд. т. ежегодно. При этом в центральный бассейн моря (без заливов) поступает с реками 2,7 млн. т в год. Надо еще учесть, что значительная часть наносов, выносимых реками, осаждается в устьях, либо в мелководных заливах, а в открытое море попадает лишь наиболее мелкозернистая их фракция, что особенно заметно во время паводков [Геология..., 1976].

В связи с большим речным стоком и затрудненным обменом с океаном воды Балтийского моря слабосоленые, но весьма богаты растворенными силикатами. В Датских проливах происходит сток поверхностных балтийских вод в океан, достигающий 1,7 тыс. км³/год, и одновременно приток соленых и более плотных вод Северного моря в объеме около 1,2 тыс. км³/год [Соскин, 1963]. К востоку от проливов североморские воды, частично смешиваясь с балтийскими, погружаются под них и распространяются далее в придонном слое. Это создает характерное для Балтийского моря двухслойное строение водной толщи (рис. 5). Соленость поверхностных вод меняется от 8‰ вблизи Датских проливов до 3‰ в вершинах Финского и Ботнического заливов. В нижнем слое соленость вод Северной Балтики составляет 7–9‰, а в Южной Балтике увеличивается до 15–18‰. Слой скачка солености (галоκлин) между верхним и нижним слоями довольно устойчив и залегает на глубинах от 30 м в Арконской впадине до 70 м в Северо-Балтийской. Подводные пороги затрудняют распространение придонных вод, вследствие чего в ряде впадин нижний слой часто изолируется от более соленых вод смежных впадин. В Ботнический залив соленые воды вообще не проникают, поэтому здесь наблюдается практически один водный слой.

Распределение температуры воды на поверхности Балтийского моря определяется его географическим положением. В общем температура понижается с юго-запада на северо-восток и север: зимой – от 2–3 до 0–1°C, летом –

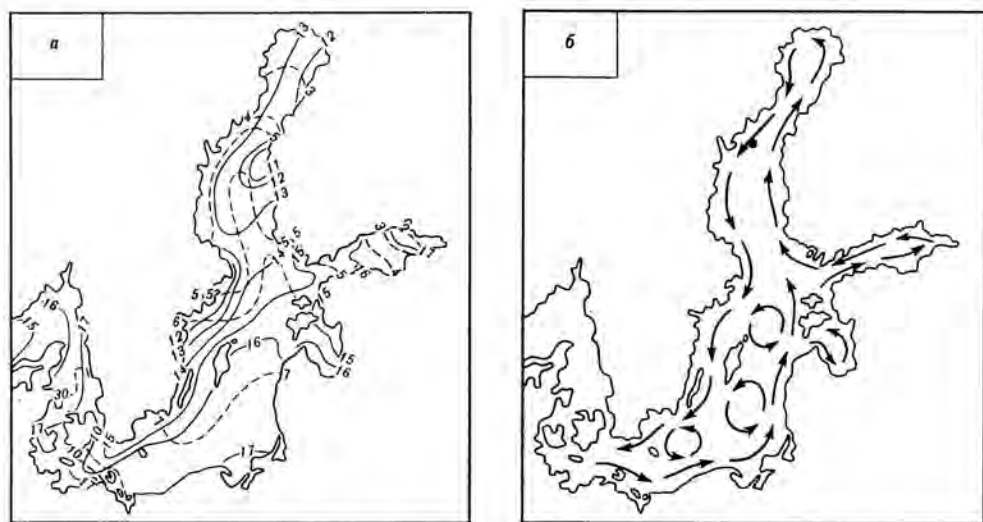
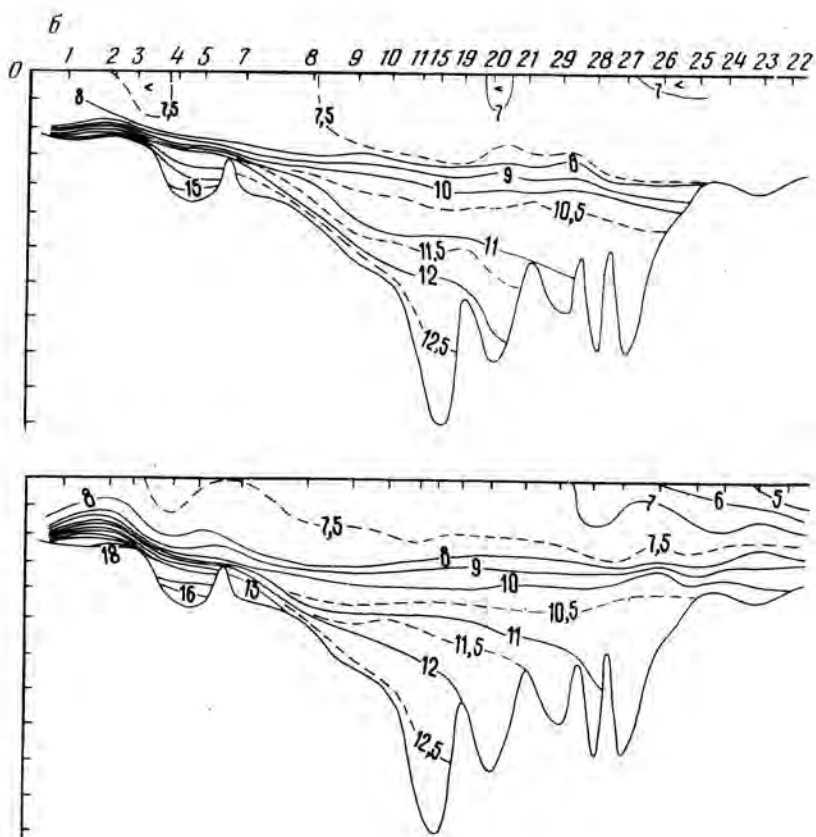


Рис. 6. Гидрологические схемы Балтийского моря по Демелю [Demel, 1976]
 а – температура и соленость поверхностных вод летом; б – поверхностные течения

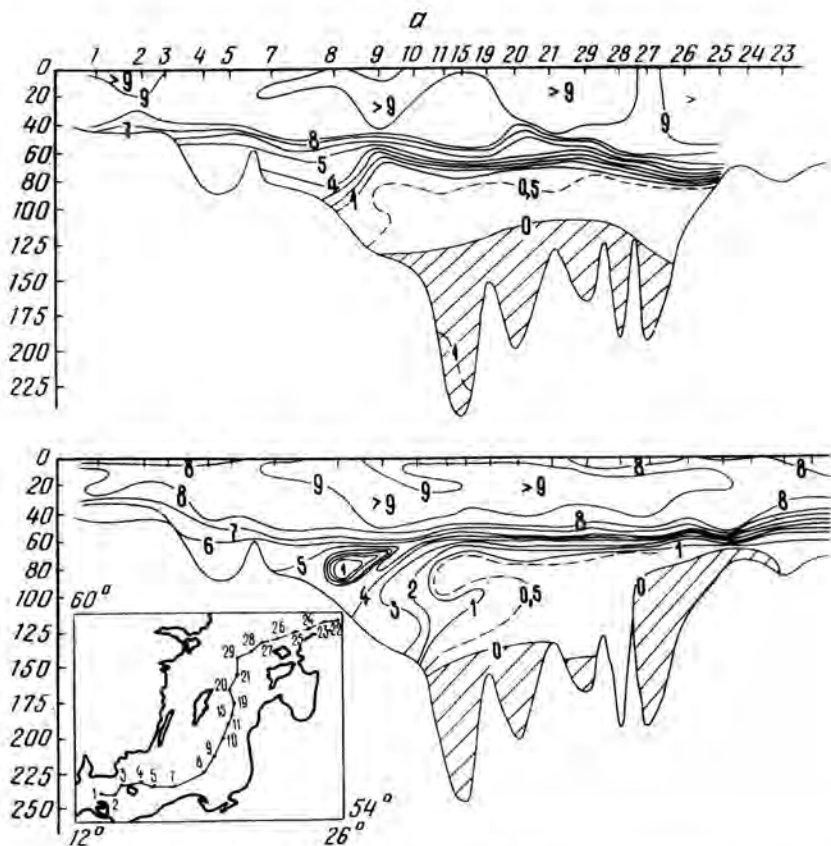


Рис. 7. Продольные разрезы содержаний кислорода и сероводорода (заштриховано) в водах Балтийского моря для зимы и лета (а) – 1969 г., (б) – 1970 г. [Atlas ..., 1978]

от 15–17 до 10–12°C (рис. 5,6). Кроме того, в зимнее время вода у западных берегов несколько теплее, чем у восточных, а в летнее наблюдается обратная картина. Это объясняется совместным воздействием циклонов, летнего прогревания и зимнего охлаждения прибрежной суши, системой поверхностных течений и ветровым перемешиванием верхнего слоя вод. Температура нижнего слоя вод Балтийского моря из-за слабого воздействия вертикальной конвекции и отсутствия ветрового перемешивания в течение года меняется мало и составляет на большей части площади от 4 до 6°C, а местами (например в Борнхольмской впадине) до 8°C. Скачок температуры между верхним и нижним слоями (термоклин) располагается на глубинах 40–60 м летом, т.е. выше галоклина, а зимой обычно совпадает с последним [Добровольский, Залогин, 1965; Demel, 1976].

Стратификация вод Балтийского моря обуславливает распределение в них кислорода и биогенных элементов [Гидрохимический ..., 1965]. В поверхностном слое кислородный режим зависит от сезонных изменений температуры и биологической продуктивности вод. Максимальное количество растворенного кислорода наблюдается весной до глубин 15–20 м, что объясняется активными процессами фотосинтеза при относительно низких температурах воды. Летом из-за повышения температур воды растворимость кислорода уменьшается, что влечет за собой некоторое снижение его содержания. Осеннее охлаждение, наоборот, ведет к повышению абсолютного содержания кислорода в поверхностном слое вод. С глубиной повсеместно наблюдается уменьшение содержания кислорода, особенно резко заметное ниже скачка солёности и плотности. В придонных водах в ряде впадин кислород часто совсем отсутствует и появляется сероводород. Наиболее это заметно в периоды, когда ослаблен приток североморских вод во впадины моря, который не компенсирует расход

рает в себя сток рек Нарвы и Невы и выходит из залива вдоль его северного берега. Третья ветвь проходит на север через проливы Аландских островов, огибает против часовой стрелки Ботнический залив и затем выходит из него вдоль берегов Швеции, двигаясь далее вплоть до Датских проливов (рис. 6). В центральной части моря образуется несколько замкнутых циклонических круговоротов, образующихся при взаимодействии противоположно направленных восточного и западного потоков. Наиболее четко такие круговороты отмечаются в районах впадин Борнхольмской, Готландской и Форё. Скорости поверхностных течений в общем невелики и составляют 3–4 см/с, местами достигая 10–15 см/с [Соскин, 1963]. Осенью и зимой сильные ветры создают интенсивные ветровые течения, нарушающие общую циркуляцию поверхностных вод. Скорости ветровых течений могут достигать 100–150 см/с, но их действие в общем непродолжительно.

С глубиной скорости течений постепенно уменьшаются и на глубинах около 100 м не превышают 1–2 см/с. Однако в придонных слоях в проливах, над подводными порогами и склонами банок, в каналах и желобах скорости течений заметно возрастают, о чем свидетельствуют обнаруживаемые здесь зоны размыва донных осадков и обнажения подстилающих плейстоценовых и дочетвертичных отложений [Геология..., 1976]. Глубинные течения связаны с притоком североморских вод в придонном слое. При сильных западных ветрах эти воды втекают в Балтийское море по всему сечению Датских проливов и, наоборот, при сильных (хотя и более редких) восточных ветрах в проливах повсеместно наблюдается сток балтийских вод в Северное море. Вследствие этого скорости распространения глубинных североморских вод по впадинам Балтийского моря с юго-запада на северо-восток подвержены значительным колебаниям. В среднем же время прохождения североморских вод от Датских проливов до Финского залива составляет около 12 месяцев.

Балтийское море из-за воздействия частых ветров редко бывает спокойным. Однако относительно небольшие размеры моря, малые глубины и довольно частая смена направлений ветра приводит к тому, что большую часть года преобладает слабое и среднее ветровое волнение в 3–5 баллов с высотой волны до 1,5 м и длиной 20–30 м. Число штормовых дней в году составляет 40–50, причем 75% их приходится на осенне-зимний период. Ветровое волнение во время сильных штормов достигает 7–9 баллов, высота штормовых волн в открытом море превышает 3 м, длина их колеблется от 40 до 70 м. Во время наиболее сильных штормов высота волн может достигать 6 м [Егорьева, 1961].

Северная часть моря, включая Ботнический, Финский и Рижский заливы, зимой замерзает, покрываясь льдом. Ледяной покров начинает появляться на севере в ноябре, постепенно распространяясь затем к югу. Максимального развития он достигает в начале марта, а в мае море обычно полностью освобождается от льда. В суровые зимы толщина неподвижного льда достигает 1 м, а плавучих льдов – до 40–60 см. Южная часть моря почти никогда, исключая самые суровые зимы, не покрывается льдом.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас океанов: Атлантический и Индийский океаны. Л.: Изд-во МО СССР, ВМФ, 1977.
- Блажчишин А.И., Шуйский Ю.Д. Питание Балтийского моря терригенным материалом. – Литология и полез. ископаемые, 1973, № 3.
- Блажчишин А.И., Литвин В.М., Лкошевский Л.С., Руденко М.В. Новые данные по рельефу дна и строению осадочной толщи центральной части Балтийского моря. – Ежегодник "Baltica". Вильнюс, 1970, вып. 4.
- Геология Балтийского моря / Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянов. Вильнюс: Моклаас, 1976.
- Гуделис В.К. Морфогенетические типы берегов Балтийского моря. – В кн.: Ежегодник "Baltica". Вильнюс, 1967, вып. 3.
- Гуделис В.К. Общие черты геологии и геоморфологии дна Балтийского моря. Вильнюс: "Baltica", 1970, вып. 4.
- Добровольский А.Д., Залозин В.С. Моря СССР. М.: Мысль, 1965.

- Елорьева А.В.* Балтийское море. М.: Географгиз, 1961.
- Емельянов Е.М., Литвин В.М., Свиридов И.И., Харин Г.С.* Геологическое строение материковой части Центральной Балтики. — В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига: Зинатне, 1975.
- Кабайлене М.В.* Развитие косы Куршю-Нария и залива Куршю-Марес. — Труды Ин-та геологии. Вильнюс, 1967, т. 5.
- Кнапс Р.Я.* Перемещение наносов у берегов Восточной Польши. — В кн.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин: Б.и., 1966.
- Литвин В.М., Салалевиц А.М., Свиридов И.И., Шехватов П.И.* Результаты непрерывного сейсмического профилирования в Балтийском море. — Океанология, 1972, т. 12, вып. 6.
- Литвин В.М.* Основные черты геоморфологии дна Балтийского моря. — В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига: Зинатне, 1974, № 7.
- Соскин И.М.* Многолетние изменения гидрологических характеристик Балтийского моря. Л.: Гидрометеоздат, 1963.
- Гидрохимический режим Балтийского моря / Е.Н.Черновская, И.М.Пастухова, А.Г.Буйневич и др. Л.: Гидрометеоздат, 1965.
- Atlas "International Baltic year 1969—1970": ICES oceanographic data lists and inventories, 1978, N 37.
- Demel K.* Nasz Baltyk. W-wa: Wiedza Powszechna, 1976.
- Kolp O.* Submarine Uferterrassen in der südlichen Ost- und Nordsee als Marken eines stufenweise erfolgten holozänen Meeresanstiegs. Vilnius: Baltica, 1974, N 5.
- Martinsson A.* The submarine morphology of the Baltic Cambro-Silurian area. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1960, bd. 38, pt 1.
- Rosa B.* Einige Probleme der Geomorphologie, Paläogeographie und Neotektonik des südbaltischen Küstenraumes. Vilnius: Baltica, 1970, N 4.

ЛИТОЛОГИЯ, И СТРАТИГРАФИЯ ПРИБАЛТИКИ

Дно центральной части Балтийского моря и прилегающая к ней территория Прибалтики располагаются на северо-западной окраине Восточно-Европейской платформы и входят в основном в состав Балтийской синеклизы [Геодекян и др., 1976]. Балтийская синеклиза (в литературе иногда именуется Балтийской впадиной, или Польско-Литовской синеклизой) ограничена на северо-западе Балтийским щитом, на востоке — Латвийской седловиной, а на юго-востоке — Мазурско-Белорусской антеклизой [Сувейздис, 1979].

Северные части Прибалтики и Центрального сектора Балтийского моря располагаются на южном склоне Балтийского щита. Восточная и юго-восточная части Прибалтики сопряжены с Латвийской седловиной (прогибом) и Мазурско-Белорусской антеклизой. Остальная, более западная часть Прибалтики приурочена к Балтийской синеклизе и ее Польско-Литовской впадине. Среднебалтийская впадина располагается в центральной Балтике.

Геологическое строение и история развития дна Балтийского моря и Прибалтики, иногда называемых Балтийским регионом, имеют много общего. Территория Прибалтики изучается давно, поэтому геологическое ее строение познано несравненно лучше, чем дно Балтийского моря. При отсутствии бурового материала в акватории многие разрезы Прибалтики служат своеобразными эталонами для изучения геологии дна Балтийского моря.

Стратиграфия докембрийских и осадочных пород фанерозоя недавно детально разработана коллективом геологов Прибалтики. Общими усилиями были составлены стратиграфические схемы всех геологических систем, отложения которых распространены на территории Прибалтики [Решения..., 1978]. Эти стратиграфические схемы отражают уровень современного детального геологического исследования материковой территории, прилегающей с востока к Балтийскому морю и составляющей с ней единую геологическую региональную структуру.

Докембрийские кристаллические породы в Прибалтике залегают на неодинаковой глубине. Разница высот поверхности кристаллического фундамента Прибалтики достигает 2500—3000 м. Она в 10 раз больше амплитуды расчленения современного рельефа. По направлению к юго-западу кристаллический фундамент постоянно погружается.

Кристаллические породы докембрия на территории Прибалтики представлены метаморфическими и магматическими комплексами вулканогенно-осадочных и интрузивных пород архея, нижнего, среднего и верхнего протерозоя. К породам архея относятся биотит-амфибол-двупироксеновые, глиноземистые и другие гнейсы гранулитовой фации и биотит-амфиболовые, глиноземистые и другие гнейсы амфиболитовой фации. Граниты, гранит-мигматиты, чарнокиты, чарнокит-мигматиты, метагабброиды и ультрабазиты слагают архейские интрузии. Ягальский, алутагуэский, инчукальский и бальниккайский метаморфические комплексы нижнего протерозоя представлены лептитовыми, биотит-амфиболовыми и глиноземистыми гнейсами, амфиболитами, микроамфиболитами, микрогранито-гнейсами и кварцитами. Магматические породы нижнего протерозоя сложены гнейсовидными гранитами и диоритами, габброидами и ультрабазитами. В среднем протерозое и отчасти в верхнем в Прибалтике развиты вейвирженская осадочно-вулканическая толща и хогландская серия. Среди интрузивных пород встречаются граниты, рапакиви, анортозиты, порфиroidные калиевые граниты и гранит-мигматиты. Архейские и протерозойские кристаллические породы как наиболее трудно доступные изучены на территории Прибалтики слабее других, поэтому их стратиграфическое подразделение окончательно неразработано [Решения..., 1978].

Осадочная толща на территории Прибалтики представлена всеми геологическими системами неодинаковой стратиграфической полноты. Наиболее полно представлены ордовикская, силурийская и девонская системы, отложения которых образуют большие мощности. Максимальная мощность силурийских отложений 836 м, девонских - 1074 м.

В верхнем докембрии Прибалтики выделен вендский комплекс с двумя сериями: волынской и валдайской (верхняя в большем объеме). Венд представлен стратиграфически неполным разрезом терригенных отложений с красноцветными континентальными и субконтинентальными образованиями гумидного типа. В Западно-Прибалтийском районе на небольшом участке Курземского полуострова представлена нижняя половина вендского комплекса, сложенная пестроокрашенными алевролитами, разнозернистыми песчаниками и глинами (вверху) с прослоями туфо-песчаников и туфогравелитов (внизу) общей мощностью до 30 м. В Северной и Восточной Эстонии, а также в Восточной Латвии в верхней половине разреза венда выделены три свиты венда снизу вверх: гдовская, котлинская и воронковская. Пестроокрашенные алевролиты и глины (вверху) и полимиктовые разнозернистые песчаники (внизу) с линзами микстолитов в основании общей мощностью до 60 м слагают гдовскую свиту. Котлинская свита представлена тонколеночными глинами с прослоями алевролитов в базальной части с *Vendotaenia antiqua* Gn. и *Oscillatorites* sp. общей мощностью до 50 м. Светлыми кварцевыми разнозернистыми песчаниками (вверху), пестроокрашенными алевролитами и глинами (внизу) общей мощностью до 45 м сложена воронковская свита.

Кембрийские отложения распространены на всей территории Прибалтики. Под четвертичными отложениями они залегают только узкой полосой широтного распространения на юго-западном склоне Балтийского щита.

Ровенский и лонтоваский горизонты нижнего кембрия полнее выражены в северной части Прибалтики, где они представлены ардуской и лонтоваской свитами балтийской серии. Ардуская (первая снизу) свита сложена серыми глинами и алевролитами с глауконитом мощностью 4 м. Она содержит ровенский комплекс акритарх.

Лонтоваская свита представлена зеленовато-серыми и пестроокрашенными глинами с прослоями глауконитсодержащих песчаников в базальной части мощностью до 92 м. Она охарактеризована лонтоваским комплексом акритарх.

Последующие талсинский, вергальский и раусвекский горизонты нижнего кембрия лучше выражены в Западной Эстонии и западной части Латвии. В Западной Эстонии талсинский горизонт представлен сыруской, локатиской и тискреской свитами ливской серии. Сыруская свита сложена алевролитами с прослоями глин в низу мощностью до 50 м, локатиская - переслаиванием глин и алевролитов мощностью до 18 м, а тискреская - крупнозернистыми олигомикто-

выми алевролитами мощностью до 18 м. В Западной Латвии сырусской свите соответствует овийская свита песчаников и алевролитов мощностью до 60 м.

Вергальский горизонт в Западной Эстонии представлен созласкими слоями крупнозернистых олиго- и полимиктовых алевролитов с прослоями глинистых пород, мощностью до 30 м и нижней частью ирбенской свиты крупнозернистых алевролитов со скоплениями бурых железистых оолитов. Эти свиты выделены в айсчяйской серии. Остальная, верхняя, часть крупнозернистых алевролитов с прослоями темно-серых глин ирбенской свиты относится к раусвескому горизонту нижнего кембрия. Мощность ирбенской свиты до 50 м.

Средний кембрий полнее представлен в Западной Литве и на территории Калининградской области РСФСР, где сложен аргиллитами и глауконитсодержащими песчаниками мощностью до 26 м, кибартайской и кваршевыми песчаниками и алевролитами с прослоями зеленовато-серых и темно-серых глин мощностью до 85 м дейменаской толщи. В том же районе обнаружены органогенные известняки мощностью 0,2 м с конгломератом в основании, охарактеризованные как *Orusia lenticularis*, *Acrothete* sp., *Homognostus* sp., которые отнесены к верхнему кембрию.

Ордовикские отложения по простиранию слагают три структурно-фациальные полосы с разными разрезами. Разрезы отложений этих полос наиболее изучены в районе выходов в Северной Эстонии, в Средне-Латвийском и Елгавском прогибах.

В основании ордовикский разрез представлен песчано-глинистыми отложениями. Выше они переходят в карбонатные породы, среди которых преобладают известняки, реже встречаются мергели и доломиты.

Нижний ордовик представлен пакерортским, цератоигевым, латорпским, волховским и кундаским горизонтами, которые детально изучены на территории Эстонии. Пакерортский горизонт состоит из пачек алевролитов, аргиллитов, песчаников и конгломератов, мощностью до 28 м. Цератоигевый горизонт слагается пачками аргиллитов и глинистых алевролитов мощностью до 3 м. В Елгавском прогибе он сложен зеленовато-серыми и красноцветными глинами мощностью до 9,5 м.

На территории Северной Эстонии латорпский горизонт представлен глауконитовыми песчаниками, известняками и доломитами, мощностью до 5,2 м, волховский - глауконитовыми известняками и доломитами, известняками с прослоями мергелей, мощностью до 3,5 м, кундаский - оолитовыми известняками, известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками, детритовыми известняками с глауконитом, мощностью до 12,2 м. В Елгавском прогибе эти горизонты сложены свитами зеленовато-серых и красных глин и мергелей с прослоями известняков, мощностью до 55 м.

Средний ордовик Прибалтики составляют азериский, ласнамягиский, ухакусский, кукрузеский, идавьереский, йыхвиский, кейлаский, оандуский и раквереский горизонты и нижний подгоризонт набалаского горизонта. В Северной Эстонии они представлены кандлеской свитой оолитовых известняков, мощностью до 6 м, вясской свитой детритовых известняков, мощностью до 9 м, кыргекаллаской свитой глинистых известняков и мергелей, мощностью до 9 м, вийвиконнаской свитой детритовых глинистых известняков с прослоями горючих сланцев, мощностью до 35 м, кахулаской свитой глинистых детритовых известняков, мощностью до 35 м, вазалеммаской свитой грубодетритовых и биогермных известняков, мощностью до 15 м, хирмузеской свитой глинистых известняков и мергелей, мощностью до 4,2 м, тырремягиской, пийлсеской, гудуской и паэнаской пачками афанитовых и микрозернистых известняков воореской свиты, мощностью до 48 м.

В Средне-Литовском прогибе средний ордовик сложен вайдленской пачкой красноцветных детритовых известняков рокишской свиты, мощностью до 4,1 м, вижунской пачкой пестроцветных и серых известняков, мощностью до 6,8 м, краштайской пачкой известняков и мергелей, мощностью до 7,2 м, кряуносской пачкой известняков, местами с пиритизированным детритом, мощностью до 7,8 м, сартайской пачкой известняков и мергелей с прослоями метабенитов, мощностью до 6,5 м (все они относятся к даугавпилсской свите), швян-

тупской пачкой детритовых мергелей и известняков с прослоями метаботонитов, мощностью до 16,8 м, ауляльской пачкой детритовых мергелей с прослоями метаботонитов в основании, мощностью до 15,1 м, вилучайской пачкой глинистых мергелей, мощностью до 20,4 м, лукштайской пачкой мергелей, биоморфных и микрозернистых известняков, мощностью до 4,6 м (все они слагают межшиемскую свиту), нижней пачкой микрозернистых известняков и мергелей и средней пачкой мергелей воореской свиты.

В Елгавском прогибе средний ордовик представлен известняками верхней части зиемельской пачки балдонской свиты, пестроцветными глинистыми известняками стирнаской свиты, мощностью до 10 м, серыми глинистыми известняками таурупской свиты, мощностью до 24 м, серыми известняками с крупным притизированным детритом дрейманской свиты мощностью до 12 м, переслаиванием мергелей и детритовых известняков с прослойками метаботонитов адзельской свиты, мощностью до 15 м, глинистыми мергелями блиденской свиты, мощностью до 3,5 м, серыми аргиллитами и серыми глинистыми мергелями моссенской свиты, мощностью до 11 м, афанитовыми известняками дзербенской пачки (мощность до 12 м), мелкозернистыми известняками и мергелями с глауконитом паэжнаской пачки (до 16 м), детритовыми известняками и мергелями скрундской пачки (до 7,8 м) воореской свиты.

В верхнем ордовике выделены верхний подгоризонт набалаского горизонта, вормсиский, пиргуский и поркуниский горизонты. В Северной Эстонии верхний подгоризонт набалаского горизонта представлен афанитовыми известняками сауньяской пачки, мощностью до 28 м, вормсиский горизонт – детритовыми и глинистыми известняками хуллоской, паопаской и саксбиской пачками кыргесареской свиты, мощностью до 22 м, пиргуский – серыми известняками моэской, халликуской, оострикусской и адилаской свит, мощностью до 86 м, поркунисарекый – мергелями и прослоями микрозернистых известняков эймааской свиты, доломитами, известняками и песчаниками эринаской свиты, мощностью до 17,1 м.

В Средне-Литовском прогибе к верхнему ордовику относятся глауконитсодержащие известняки и мергели воореской свиты, переслаивание серых мергелей и известняков мейлуноской свиты, мощностью до 29 м, микрозернистые известняки моэской свиты, мощностью до 35 м, серые глинистые известняки и мергели халликуской свиты, мощностью до 20 м, коричневато-серые микрозернистые известняки балтинавской свиты, мощностью до 8 м, глинистые вермипорелловые известняки лудзаской свиты, мощностью до 20 м, микрозернистые и детритовые известняки и мергели укмяргской свиты, мощностью до 9 м, афанитовые известняки таученской свиты, мощностью до 10 м, мергели и детритовые известняки кулдигской свиты, мощностью до 3,3 м, и оолитовые известняки салдуской свиты, мощностью до 2,6 м.

В Елгавском прогибе аналоги верхнего ордовика представлены афанитовыми известняками сауньяской пачки воореской свиты, мощностью до 12,5 м, черными аргиллитами фякаской свиты, до 6 м мощности, красноцветными глинистыми известняками и мергелями юнстропской свиты, мощностью до 19 м, пестроцветными и серыми мергелями и глинистыми известняками елгавской свиты мощностью до 8 м, афанитовыми известняками паровойской свиты до 38 м мощности и красноцветными и серыми мергелями, мощностью до 10 м серыми известняками и мергелями кулдигской свиты, мощностью до 16 м, обломочными и оолитовыми известняками салдусской свиты, мощностью до 15 м.

Силурийские породы залегают под четвертичными отложениями в центральной части Эстонии, на о-вах Хиума и Сааремаа. Силур сложен преимущественно разными карбонатными породами. В основу региональной стратиграфической схемы положены горизонты Средней Эстонии и о-в Сааремаа, которые обоснованы палеонтологически разносторонне. По характеру фаций, фауне, мощности образований и полноте разреза выделено шесть структурно-фациальных районов силура Прибалтики: 1 – Средняя Эстония, о-в Сааремаа, 2 – Южная Эстония, Северная Латвия, 3 – Западная Латвия, Западная Литва, 4 – Восточная Латвия, 5 – Юго-Западная Литва и Калининградская область РСФСР, 6 – Восточная и Юго-Восточная Литва.

В нижнем силуре выделены следующие горизонты: юрусский, райккюлаский, адавереский, яаниский, яагарахуский и роотсикюлаский.

В Средней Эстонии и на о-ве Сааремаа юрусский горизонт представлен детритовыми и органогенными известняками варболаской и тамсалуской свит мощностью до 58,6 м. В Южной Эстонии и Северной Латвии им соответствуют рураская пачка известняков и розенская пачка мергелей и домеритов с комками известняков, входящих в ыхнескую свиту, мощностью до 70 м. На территории Западной Латвии и Западной Литвы, а также Юго-Западной Литвы и Калининградской области к этому горизонту относят комковатые афанитовые известняки стачюнайской и известняки и мергели алашчяской свит, достигающие общей мощности до 41 м.

Райккюлаский горизонт в Средней Эстонии и на о-ве Сааремаа слагается детритовыми, афанитовыми и обломочными известняками и доломитами с биогермами мощностью 35-53 м и глинистыми афанитовыми известняками саардеской свиты мощностью 20 м. В Южной Эстонии и Северной Латвии этот горизонт состоит из афанитовых и глинистых известняков и мергелей саардеской свиты мощностью 59-222 м. В Западной Латвии и Западной Литве серые аргиллиты добельской свиты, известняки и мергели стуриской и рэмтской пачек также относятся к райккюласкому горизонту.

В Юго-Западной Литве и Калининградской области райккюлаский, адавереский, яаниский, яагарахуский и роотсикюлаский горизонты нижнего силура объединяет бартаская серия черных сланцевых глин с редкими прослоями известняков. В Эстонии и Северной Латвии адавереский горизонт представлен румбаской свитой детритовых глинистых и афанитовых известняков и доломитов мощностью 10-20 м и велизеской свитой мергелей, домеритов, доломитистых глин с редкими линзами карбонатных пород мощностью 14-31 м.

В Западной Латвии и Западной Литве в этот горизонт входят дэгольские слои зеленоватых и коричневых мергелей мощностью 14-22 м и ирлавские слои зеленоватых и серых мергелей мощностью 22-34 м юрмалской свиты. На территории Юго-Западной Литвы и Калининградской области горизонт представлен домеритами с линзовыми прослоями и комками доломитов юрмалской свиты. Яаниский горизонт в Эстонии и Северной Латвии сложен известковыми и глинистыми мергелями, домеритами в верхах и глинистыми доломитами парамаяской свиты мощностью 40-140 м.

Яагарахуский горизонт в Средней Эстонии и на о-ве Сааремаа составлен вильсандскими слоями биогермных и детритовых известняков, маазискими слоями детритовых известняков с биогермами, эвриптеровыми доломитами и тагаверескими слоями первичных доломитов и известняков мощностью 45 м. В Южной Эстонии и Северной Латвии этот горизонт представлен комковатыми глинистыми известняками и мергелями сырвеской (55 м) и детритовыми известняками яагарахуской (5 м) свит.

На территории Западной Латвии и Западной Литвы яаниский и яагарахуский горизонты представлены глинистыми мергелями и домеритами и карбонатными глинами рижской свиты (100-140 м). Роотсикюлаская свита на территории Эстонии и Северной Латвии состоит из известняков, эвриптеровых доломитов, вторичных доломитов (38 м).

В верхнем силуре Прибалтики выделены четыре горизонта: паадлаский, ку-рессаареский, каугатумаский и охесаареский.

На территории Средней Эстонии и о-ве Сааремаа паадлаский горизонт представляют илисто-детритовые известняки доломиты саувереских слоев (14 м), водорослевые и биогермные известняки, доломиты и мергели химмистеских слоев (8 м), детритовые глинистые известняки с биогермами удзувереских слоев (9 м) паадлаской свиты и массивные доломиты кихнуской свиты. Этому горизонту в Южной Эстонии и Северной Латвии соответствуют домериты, мергели, глинистые и комковые известняки (23 м) торгуской свиты. В Юго-Западной Литве и Калининградской области к нему отнесены глины с тонкими прослоями глинистых известняков вармийской серии (мощностью 428 м). В Западной Латвии и Западной Литве выделены шешупские и новаские слои мергелей и комковатых известняков дубисской свиты (до 147 м) и митувские слои мергелей и глини-

тых известняков, а также вентспилские слои комковатых известняков (45 м) пагегайской свиты.

Курессаарская свита на территории Эстонии и Северной Латвии представлена тахуласкими слоями домеритов и мергелей (15 м) и кудьяпескими слоями комковатых известняков и мергелей (до 20 м). В Юго-Западной Литве и Калининградской области каршувская серия глин с линзовидными прослоями известняков мощностью 395 м охватывает курессаарский, каугатумаский и охесаарский горизонты. В Западной Литве и Западной Латвии шилальские слои мергелей с прослоями известняков (23–78 м) минияской свиты представляют курессаарский горизонт.

Каугатумаский горизонт на территории Средней Эстонии и о-ве Сааремаа состоит из грубодетритовых известняков и мергелей (30–38 м) эйгуских слоев, а в Южной Эстонии и Северной Латвии – из мергелей и глинистых известняков (38 м) эйгуских слоев и мергелей с прослоями известняков (30 м) льюских слоев.

В Западной Литве и Западной Латвии к этому горизонту отнесены варнайские слои переслаивающихся известняков с мергелями (15–78 м) минияской свиты и гирджайские слои глин и мергелей (31–95 м) юраской свиты.

Последний охесаарский горизонт верхнего силура на территории Южной Эстонии и Северной Латвии сложен глинистыми известняками и мергелями (20 м), домеритами и доломитами (20 м) охесаарской свиты. В Западной Литве и Западной Латвии к этому горизонту относятся вензавские слои глинистых известняков (9–20 м), гарзедские слои мергелей (14–27 м) и лужниские слои пестрых мергелей (3–16 м) юраской свиты.

На территории Прибалтики широко распространены девонские породы. Под четвертичными отложениями залегают породы среднего девона, представленные, как и породы нижнего девона, глинами, песками, слабыми песчаниками и менее развитыми мергелями, глинистыми известняками и доломитами. Образования верхнего девона, наоборот, обычно слагаются карбонатными породами – доломитами, реже известняками, а песчано-глинистые отложения в них играют подчиненную роль.

При структурно-фаціальном районировании девона выделены два субрегиона: Западный и Восточный. Западный подразделен на две области: Литва и Калининградская область и Латвия, в Восточном также выделены две области: Центральная и Восточная Латвия и Эстония.

В нижнем девоне Прибалтики выделяются тильжеский, стонишкяйский и кемерский горизонты. Тильжеский и стонишкяйский горизонты на территории Литвы и Калининградской области представлены гаргждайской серией, расчленяющейся на две свиты: тильжескую и стонишкяйскую. Тильжеская свита представлена мергелями, глинами, песками, алевролитами, песчаниками и прослоями доломитов трех подсвит, общей мощностью до 196 м. В остальных областях гаргждайская серия слабее выражена, а иногда отсутствует. Кемерский горизонт в Литве и Калининградской области состоит из песков, песчаников, глин и алевролитов виешвилльской свиты, мощностью до 135 м. На территории Западной Латвии песчаники, алевролиты и глины кемерской свиты достигают мощности 150 м.

Средний девон состоит из резекненского, пярнуского, наровского, арукюлаского и буртниекского горизонтов. Серые песчаники с глинисто-карбонатным цементом, алевролиты, доломитовые мергели, песчаные доломиты образуют резекненскую свиту на территории Латвии, мощностью 15–50 м. Ее аналоги прослежены и на территории Эстонии. Разнообразные песчаники, алевролиты, конгломераты, доломиты и известняки пярнуского горизонта обнаруживаются на всей территории Прибалтики, достигая мощности до 60 м.

На территории Литвы и Калининградской области наровский горизонт представлен двумя свитами. Лядайская свита составлена мергелями и глинистыми доломитами с прослоями глин, гипсов и песчаников, сцементированных гипсовым цементом, мощностью до 134 м, а кярнавская свита – мергелями, глинами, доломитовыми известняками и песчаниками, мощностью до 14 м. В Латвии и Эстонии наровская свита состоит из двух подсвит доломитовых мергелей, доломитов, алевролитов и песчаников, мощностью до 215 м.

Арукюлаский горизонт на территории Литвы и Калининградской области представляет ушникская свита с двумя пачками: куркляйской (до 50 м) и буткунайской (до 70 м), сложенными красновато-бурыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин и песками. На остальной территории Прибалтики прослеживаются красноцветные песчаники, алевролиты и глины арукюлаской свиты, мощностью до 80 м, и красноцветные и светлоокрашенные песчаники, прослои алевролитов, глин и доломитовых мергелей, конгломераты в основании, желваки фосфоритов, в верхней части железные оолиты и карбонатные конкреции буртниежской свиты, мощностью до 100 м.

Верхний девон полнее представлен в Западном субрегионе. В нем выделено 17 горизонтов: швянтайский, плявиньский, дубниковский, даугавский, катлешский, памушский, стипинайский, амульский, круойский, шауляйский, ионишский, курсаский, акменский, мурский, шветеский, жагарский и кетлерский.

На территории Литвы и Калининградской области швянтайская свита (горизонт) представлена светло-серыми песками и песчаниками, пестроцветными глинами и мергелями в верхней части мощностью 70–100 м. В Латвии и Эстонии ей соответствуют гауйская и аматская свиты, представленные разноокрашенными песчаниками, алевролитами, глинами, конгломератами и др.

Плявиньский горизонт на территории Литвы и Калининградской области слагается ераской, суосаской и купишской свитами доломитов, переслаивающихся с доломитовыми мергелями, алевролитами и другими породами, мощностью до 49 м. В Латвии и Эстонии этот горизонт составляет снегогорские слои песчаников, доломитов и известняков с доломитовыми мергелями, мощностью 1,5–14,5 м, селийские слои доломитов и известняков с прослоями глин и мергелей мощностью 3,5–12 м, атэльские слои доломитов, известняков и доломитовых мергелей с прослоями глин, мощностью 3,5–15 м, сухловские слои доломитов, сверху с мергелями и глинами, мощностью 0,5–12,5 м, риежупские слои доломитов, известняков и мергелей, мощностью 2–12 м.

Дубниковский горизонт на территории Литвы и Калининградской области представлен пасвальскими слоями татульской свиты, переслаивающимися крупнокристаллическими гилсами и ангидритами с доломитовыми мергелями и глинами и прослоями доломита, мощностью 12–18 м. В Латвии это саласпилсская свита голубоватых глин, доломитовых мергелей, плитчатых седиментационных доломитов, гипсов, дедоломитов и пластообразных брекчий, прослой доломитов с реликтовой органогенной структурой, доломитизированных строматолитов, мощностью 6–16 м. В Эстонии – дубниковская свита глин, доломитовых мергелей, плитчатых доломитов, дедоломитов с прослоями гипса в верхней половине, глинистых комковатых известняков и ракушечников, мощностью 5–15 м.

Даугавский горизонт в Литве и Калининградской области состоит из глинисто-мергелистой пачки и нямунельских слоев глинистых доломитов и доломитовых мергелей с прослоями глин и ангидритов татульской свиты, мощностью 9–26 м (на юго-востоке разрез представлен мергелями и доломитами с прослоями глин), и истраской свитой коричневатой и светло-серых, мелко- и среднеслоистых кавернозных брекчиевидных доломитов, мощностью 2,6–7 м. В Латвии – даугавская свита, мощностью до 60,5 м, ее порховские слои – сульфатно-доломито-глинистые и известняково-глинистые пачки, свинордские слои доломитов с кремнями, доломитовыми мергелями, глинами и гипсами, ильменские слои пестроцветных глин и доломитовых мергелей с прослоями гипса, песчаников, известняков и алевролитов, бургские слои метасоматических доломитов с реликтовой органогенной структурой, доломиты-ракушечники, альтовские слои метасоматических доломитов с прослоями ракушечников, песчаников, доломитовых мергелей, глин и гипсов. В Эстонии – порховские слои умбелловых известняков и метасоматических доломитов с фораминиферами, гастроподами и брахиоподами (3–8 м), а также свинордские слои органогенных известняков (1,5–3,5 м).

Катлешский горизонт распространен в Латвии и слагается песчаными доломитами, алевролитами, пестроцветными глинами, доломитовыми мергелями, песчаниками икшильской и липшенской пачки катлешской свиты и куправской пачки, общей мощностью до 91 м.

Памушский горизонт в Литве и Калининградской области представлен в нижней части красновато-фиолетовыми и голубовато-серыми глинами, переслаивающимися со светло-серыми слабосцементированными песчаниками и голубовато-серыми, реже пестроцветными слюдистыми мергелями, в верхней части светлыми голубовато- и зеленовато-серыми мергелями, переслаивающимися с глинистыми доломитами и гипсами, мощностью до 50-90 м.

В южной и юго-западной части Балтийской синеклизы весь разрез представлен мергелями, на западе с прослоями гипса и огипсованных доломитов (55-90 м). В Латвии этому горизонту соответствует огрская свита, мощностью до 55 м, распадающаяся на лиелвардскую пачку глауконитовых песчаников с гипсовым, железистым, кальцитовым и доломитовым цементом, вверху пестроцветных алевролитов, глин, доломитовых мергелей, мощностью 2-12 м, рембатскую пачку песчаников на востоке с кальцитовым, доломитовым и полевошлатовым, а на западе с кальцитовым и глинистым цементом, к юго-западу переходящих в кварцитовидные доломиты, вверху пестроцветные алевролиты, глины, доломитовые мергели и сунтажская пачка пестроцветных глин и доломитовых мергелей со слоями песчаников.

Стипинайскому горизонту на территории Литвы и Калининградской области соответствуют кавернозные доломиты стипинайской свиты, мощностью 7-13 м, которые в нижней части светлые, зеленовато- и желтовато-серые, слоистые, глинистые. В Латвии стипинайская свита составлена имульскими слоями комковатых и кавернозных доломитов, глин, доломитовых мергелей, песчаников, алевролитов и гипса (1,8-6 м), и баускими слоями доломитов, комковых доломитов и доломитовых мергелей (1,8-12 м).

Амульский горизонт в Литве и Калининградской области представлен накруйской свитой зеленовато-серых слабослюдистых доломитовых мергелей с прослоями глин, доломитов, реже песчаников и гипса, мощностью 24-50 м, а на территории Западной Латвии - нижней пачкой песчаников и доломитов с прослоями глин, алевролитов, доломитовых мергелей (4-9 м), средней пачкой глин с прослоями песчаников и доломитов (1,5-8,5 м) и верхней пачкой песчаников, загипсованных доломитов и глин (1,5-6,5 м) амульской свиты.

В Литве и Калининградской области к круойскому горизонту относятся доломиты круойской свиты мощностью 3-12 м, а к шяуляйскому горизонту - известковые, глинистые и доломитовые мергели, мощностью 6-13 м. На территории Западной Латвии к этим двум горизонтам относится элейская свита, состоящая из трех пачек: 1) пурвиньская - глины, глинистые алевролиты, доломитовые мергели, на севере с прослоями песчаников (3-8 м); 2) сесавская - доломитовые мергели, песчаниковидные полосчатые доломиты (4-10 м); 3) цимерманская - доломитовые мергели, глинистые алевролиты и глины с прослоями доломитов, мощностью 6-11 м.

Ионишский горизонт в Литве и Калининградской области сложен мергелями, комковатыми известняками кужайской пачки (7-15 м) и глинистыми комковатыми известняками груджжайской пачки (6-13 м) ионишской свиты, в Западной Латвии - волнистослоистыми доломитами, доломитами с реликтовой органогенной структурой, доломитизированными известняками (5-15 м) той же свиты.

В Литве, Калининградской области и Западной Латвии курсаский горизонт представлен песчаниками, алевролитами, глинами, известняками и доломитами с реликтовой органогенной структурой, мощностью 7-18 м, акменский горизонт - глинами, алевролитами, песчаниками, песчаниковидными доломитами и известняками, мощностью 9-15 м, мурский горизонт - песками и песчаниками с прослоями глин и алевролитов, доломитов и доломитизированных ракушнякав, мощностью 9-15 м.

Шветеский горизонт на территории Литвы и Калининградской области составлен песчаниками и песчанистыми доломитами, песками с прослоями доломитовых мергелей и глин, а в Западной Латвии - доломитовыми мергелями, глинистыми алевролитами, глинами и песчаниками терветской свиты (5-19 м) и песками, алевролитами, глинами и доломитами сникерской свиты (12-18 м).

В Литве, Калининградской области и Западной Латвии песчаники с прослоями глин и алевролитов, кварцитоподобные кавернозные доломиты образуют жагар-

скую свиту (горизонт), мощностью 11-19 м, а глины, доломитовые мергели, алевролиты с прослоями мелкозернистых доломитов, песчаники и пески - кетлерскую свиту (горизонт), мощностью 35-45 м.

Каменноугольные отложения только нижнего отдела распространены в Юго-Западной Латвии и Северо-Западной Литве и выделены в кляколяйскую серию, подразделенную на свиты: шквервельскую, летижскую, паплакскую и ниаскую. Границы между свитами отчетливые, представляющие поверхности размыва и перерыва в осадконакоплении. Шквервельская свита представлена тонко-, мелкозернистыми косослоистыми песками и песчаниками (16-18 м) и песчанистыми доломитами, окремненными на отдельных участках, с остатками строматолитов и онколитов (2-6 м), летижская свита - песчаниками, глинистыми алевролитами, доломитовыми мергелями, глинами, в верхней части с прослоями фарфоровидных доломитов (12-20 м), паплакская свита - мелкозернистыми фарфоровидными доломитами с прослоями мергелей и глин, в основании песками и песчаниками (7-16 м), ниаская свита - песками, песчаниками и алевролитами (0-50 м).

Пермские отложения в Прибалтике распространены в Польско-Литовской впадине и на северо-западном склоне Мазурско-Белорусской антеклизы. В разрезе пермских отложений выделяются две формации: нижнепермская терригенная континентального происхождения и верхнепермская карбонатно-эвапоритовая лагуна. По принципу стратиграфической и фашиальной полноты разрезов выделены три района: Калининградская область, располагающаяся в центральной части впадины (имеющая наиболее полный разрез), Юго-Западная, Юго-Восточная и Западная Литва, Юго-Западная Латвия, расположенные по периферии и характеризующиеся сокращенным разрезом из-за отсутствия верхних, наиболее молодых стратиграфических подразделений.

На территории Калининградской области, Юго-Западной и Юго-Восточной Литвы в нижней перми выделена пярлойская свита конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов, мощностью 0-55 м, соответствующая артинскому ярусу. В низах верхней перми определены калварийская свита конгломератов, гравелитов и песчаников, мощностью 0,1-5 м, и саснавская свита мергелей, глин, алевролитов, песчаников и доломитов, мощностью 0,4-15 м, отвечающие уфимскому ярусу и самой нижней части казанского яруса.

Науаякмянская свита на территории Калининградской области представлена доломитами (3-36 м), в Юго-Западной и Юго-Восточной Литве - мергелями, известняками и доломитами (3-70 м), а в Западной Литве и Юго-Западной Латвии - известняками (0-35 м).

Прегольская свита в Калининградской области сложена гипсами, ангидритами и каменной солью (45-276 м), а в Юго-Западной и Юго-Восточной Литве - гипсами и ангидритами (17-90 м). Последние четыре свиты: калварийская, саснавская, науаякмянская и прегольская составляют верраский горизонт, входящий в уфимский казанский ярусы.

Жальгиряйская свита распространена в Калининградской области и сопредельных районах Литвы. Она представлена известняками и доломитами (0-20 м). Айстмарская свита глин, гипсов, ангидритов и каменной соли (до 70 м мощности) развита на территории Калининградской области. Две последние свиты входят в состав страдсфуртского горизонта, помешающегося почти полностью в казанском ярусе верхней перми. Разрез перми в Калининградской области заканчивает сокращающаяся по площади распространения галиндаская свита битуминозных известняков и доломитов (до 7,2 м). Она охватывает лейнеский горизонт татарского яруса.

По разной полноте разреза, зональности седиментационного бассейна и фашиальным различиям площадь распространения триасовых отложений разделена на три фашиальных района: Калининградская область; Западная Литва, Юго-Западная Латвия и Юго-Восточная Литва. В триасовую систему Прибалтики входят две толщи: пестроцветная (нижняя) и светло-серая (верхняя). Пестроцветные отложения подразделяются на пурмальскую и нардувскую серии. Пурмальскую серию составляют нямунская, палангская и таурагская свиты, а надрувскую - шаркувская и деймская свиты. Светло-серая толща представлена

нидской свитой. Границы между свитами пестроцветной толщи проведены по литологическим признакам. Нидская свита отделена седиментационными перерывами. Пурмальская серия сопоставляется с индским, надрувская - с нижней частью оленеского яруса нижнего триаса. Нидская свита отнесена к рэтскому ярусу верхнего триаса.

Нямунская свита представлена красно-бурыми с зеленовато-серыми пятнами и прослоями монтмориллонитовыми доломитизированными глинами и аргиллитами с прослоями мергелей, алевролитов и песчаников, с жилками и включениями гипса и селенита, мощностью до 131 м.

Палангскую свиту образуют гидрослюдисто-монтмориллонитовые и монтмориллонитовые доломитизированные красно-бурые с мелкими голубовато-серыми пятнами и прослоями глины и аргиллиты с включениями и чешуями гипсов, прослои белого, голубовато-серого и коричневого оолитового известняка, мергеля, песка и песчаников, мощностью до 98 м.

Таурагская свита состоит из пестроцветных монтмориллонито-хлорито-гидрослюдистых доломитизированных глин и мергелей, светло-серых, зеленоватых и коричнево-серых оолитовых известняков, а также песчаников с оолитами и алевролитов, мощностью до 54 м. На территории Калининградской области эта свита распадается на три подсвиты.

Шаркувская свита представлена гидрослюдисто-монтмориллонитовыми и монтмориллонитово-гидрослюдистыми доломитизированными красно-бурыми и коричневыми с голубовато-серыми пятнами глинами с прослоями коричневого песка и песчаника и конгломерата, мощностью до 117 м.

Деймская свита распространена только в Калининградской области и сложена пестроцветными монтмориллонитовыми глинами с прослоями глинистого конгломерата, серого песка, песчаника, с обломками древесины, мощностью до 40 м.

Нидскую свиту образуют гидрослюдисто-каолинитовые белые и светло-серые глины и алевролиты с линзами песка, конкрециями пирита, мощностью до 15 м. Она распространена в Калининградской области, Западной Литве и Юго-Западной Латвии.

На площади распространения юрских отложений выделены два фациальных района: Калининградская область и Юго-Западная Латвия; Северо-Западная и Юго-Западная Литва, отличающихся полнотой разреза и отражающих зональность седиментационного бассейна. Юрские отложения Прибалтики представлены субконтинентальными досреднекембрийскими отложениями и морскими верхнеюрскими отложениями. Нерингская и лавская свиты сопоставлены с нижним и верхним лейасом, исрутская свита - с байосом и нижней частью батского яруса, лепонская - с верхним батом, папильская - с келловеем. Близкого генезиса исрутская, лепонская и папильская свиты объединяются в скальвайскую серию шиклического строения. Свиты отделяются седиментационными и стратиграфическими перерывами. Морские верхнеюрские отложения подразделены по зонам фауны и слоям.

Нерингская свита представлена некарбонатными песками, песчаниками, глинами, в основании с базальным конгломератом, мощностью до 33 м.

Лавская свита состоит из серых некарбонатных алевролитов и глин, мощностью до 45 м. Исрутская свита сложена углистыми песками и глинами, с прослоем древесного угля, мощностью до 100 м.

Лепонскую свиту слагают пески, песчаники и тонкослойные глины, мощностью до 70 м, а папильскую - черные глины и глинистые пески, мощностью до 30 м.

Средний келловей представлен песками и оолитовыми песчаниками, внизу бурыми ожелезненными известняками, мощностью до 5 м, а верхний - внизу песками и оолитовыми мергелями, мощностью до 1,5 м, вверху черными глинами, темно-серыми алевролитами, песчаниками, оолитовыми мергелями, мощностью до 30 м.

Нижний оксфорд состоит из песков и глин, сверху оолитовых песчаников, черных глин и темно-серых слюдистых алевролитов, мощностью до 5 м, а верхний - оолитовыми известняками и песчаниками, мергелями, алевролитами, алевролитами, песчаниками и глинами, мощностью до 80 м.

Нижний подъярус кимериджского яруса представлен серыми алевролитами с прослоями глин, мощностью до 45 м, а верхний — алевролитами, алевролитами с глауконитом, известняками и песчаниками, мощностью до 51 м.

Нижняя часть волжского яруса сложена серыми алевролитами и алевролитами, мощностью до 32 м.

Меловые отложения распространены в южной части Прибалтики. По различной полноте разреза и литологическому составу отложений выделены четыре района: южная часть Западной Литвы; Калининградская область и Юго-Западная Литва; Юго-Восточная Литва; Средняя Литва. В краевых зонах мелового бассейна осадконакопления распространены терригенные породы, которые в сторону центральной части сменяются терригенно-карбонатными и карбонатными.

В нижнем мелу ужупская свита кварцевых песков и алевроитов с примесью глауконита, мощностью до 16 м, сопоставляется с аптским ярусом. Эта свита отделена перерывами и распространена только в Средней Литве. Нижний мел завершается есяской свитой некарбонатных кварцево-глауконитовых песков и алевроитов, иногда с прослоями песчаников, мощностью до 107 м, которая отнесена к верхнему подъярису альбского яруса. Нижнемеловые свиты выделены по фаціальным признакам, а верхнемеловые отложения регионально стратиграфически подразделены на зоны по фораминиферам и находкам макрофауны.

Сеноманский ярус в южной части Западной Литвы, Калининградской области и Юго-Западной Литве выражен кварцево-глауконитовыми песками, песчаниками, алевроитами и алевролитами с базальной фосфоритовой плиткой, мощностью до 83 м. В Юго-Восточной и Средней Литве возрастными аналогами этих пород являются мел, мелоподобные мергели, песчанистые мергели, кварцево-глауконитовые пески, мощностью до 25 м.

Отложения туронского яруса обнаружены в Калининградской области, Юго-Западной и Восточной Литве. Они сложены мелом, мелоподобными мергелями, песчанистыми мергелями, алевролитами, алевролитистыми песчаниками, кремневыми конкрециями и известняками, мощностью до 52 м.

Коньякский, сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы в южной части Литвы, Калининградской области, Юго-Западной и Юго-Восточной Литве представлены мелом, мелоподобными, мергелями, опоковидными мергелями, песчанистыми мергелями, алевроитами, алевролитами, песками, песчаниками и трепелом, мощностью до 644 м.

Меловую систему завершают отложения датского яруса, мощностью 15 м, распространенные на ограниченной площади в Калининградской области и Юго-Западной Литве, перекрытые четвертичными или палеогеновыми отложениями.

Палеогеновые отложения Прибалтики распространены в самой крайней южной части Прибалтики. По полноте разреза, литологическому составу и палеонтологической характеристике выделяются четыре района: Самбийский полуостров; юго-западная часть Калининградской области; юго-восточная часть Калининградской области; Южная Литва. В палеогеновом бассейне Прибалтики распространены терригенно-глауконитовая (первые три района) и опоково-глауконитовая (четвертый район) формации. Местные разрезы районов отражают зональное распределение фаций. Стратиграфические подразделения палеогена Прибалтики разделены перерывами.

В нижнем палеоцене выделена любавская свита, которая в Калининградской области представлена известковыми глауконито-кварцевыми песками и алевроитами с прослоями силицитов, мощностью до 63 м, а в Южной Литве — песчаниками и кремнеземистыми мергелями, известковистыми глауконито-кварцевыми песками и алевроитами с прослоями слитных песчаников, мергелей и песчанистых опок, мощностью до 56,3 м.

Некарбонатные глинистые алевроиты с прослоями силицитов и песков, мощностью до 11,3 м, верхнего палеоцена распространены только на Самбийском полуострове.

Эоцен представлен тремя свитами: самбийской, алкской и прусской. Самбийская свита развита на Самбийском полуострове и в юго-западной части Калининградской области. Ее представляют некарбонатные глины и алевроиты с прослоями силицитов, песков с конкрециями фосфоритов, мощностью 0,5–58 м.

Алская свита на Самбийском полуострове состоит из слоев глинистых глауконитово-кварцевых песков с гравием кварца и желваками фосфоритов (0,5–5,2 м), глауконитово-кварцевых слюдястых песчаных алевритов с конкрециями пирита и желваками янтара (0,5–7,4 м), глауконито-кварцевых песков с конкрециями сидерита (до 28 м), тонко-горизонтально слоистых глин и алевритов (до 12 м). В юго-западной части Калининградской области она сложена мелкозернистыми глауконитово-кварцевыми глинистыми песками и песчаными алевритами с фосфоритоносным горизонтом в основании.

Прусскую свиту на Самбийском полуострове составляют глауконито-кварцевые глинистые слюдястые пески и алевриты с конкрециями фосфоритов, прослой гравийных песков и гидрослюдястых глин, мощностью 0,1–15,9 м, глауконито-кварцевые глинистые слюдястые песчаники и алевриты с многочисленными желваками янтара, гравием кварца, конкрециями фосфорита и пирита, мощностью 0,5–13 м, глауконито-кварцевые пески, горизонты ожелезненных песков, конкреции сидерита и фосфоритов, мощностью 0,6–35,4 м, слюдястые тонкослоистые алевриты с обугленными растительными остатками и желваками янтара, мощностью до 14 м. В юго-западной части Калининградской области эту свиту слагают мелкозернистые глауконито-кварцевые глинистые пески и песчаные алевриты, в основании с редкими конкрециями фосфоритов и мелкими желваками янтара, мощностью 1,2–32 м.

Пальвеская свита на Самбийском полуострове составлена глинистыми глауконито-кварцевыми песками, с обломками древесины и желваками янтара, в основании с прослоями фосфоритовых конкреций, мощностью 0,1–3,6 м, а в юго-западной части Калининградской области – черными гумусированными глинами и тонкослоистыми алевритами, в основании с окатанными обломками глин, мощностью до 7,9 м.

Неогеновые отложения фрагментарно распространены в западной части Калининградской области и восточной части Литвы. Они представлены континентальными речными и озерными песками, алевритами и глинами, часто с прослоями и линзами углистых и гумусированных отложений, относимых к миоцену (до 30 м) и плиоцену (до 25 м).

Четвертичные отложения в Прибалтике несогласно залегают на дочетвертичных породах и составляют толщу, мощностью от первых метров до 300 м и более. Наименьшие мощности четвертичных отложений характерны для Северной Прибалтики. На равнинах Северной Эстонии они не превышают в среднем 5 м. Наибольшие мощности четвертичного покрова отмечены в Южной Прибалтике. В Литве и Калининградской области РСФСР четвертичные отложения достигают мощности порядка 300 м. Наиболее полно они представлены в Южной и Юго-Восточной Литве.

Регионально четвертичные отложения подразделены на доледниковую даумантайскую толщу, литовский, бутенайский, угандисский, мяркинский, нямунский и голоценовый надгоризонты.

Даумантайская прегляциальная толща представлена алевритами, песками с растительными остатками, мощностью до 15 м.

Нижнеплейстоценовый литовский надгоризонт состоит из дзукийского ледникового горизонта серых и зеленовато-серых моренных суглинков и супесей с комплексом валунов финляндских пород и водноледниковых песчано-гравийно-галечных отложений, мощностью до 30 м, тургеляйского межледникового горизонта песков, алевритов, глин, сапропелитов с органикой и прослоями торфа, мощностью до 30 м, дайнавского ледникового горизонта серых, серо-бурых и других оттенков моренных суглинков и супесей с комплексом валунов среднешведских пород и водноледниковых песчано-гравийно-галечных отложений, мощностью до 60 м.

Средний плейстоцен начинается бутенайским межледниковым надгоризонтом (горизонтом) песков, алевритов, глин, торфов, сапропелей, гиттий, мощностью до 30 м.

Среднеплейстоценовый угандисский надгоризонт представлен нижнеугандисским ледниковым горизонтом (на территории Литвы – жямайтской подсвитой) моренных суглинков и супесей с валунами южнофинляндских пород и водноледни-

ковыми песчано-гравийно-галечными отложениями, мощностью до 40 м, среднеугандским межледниковым горизонтом (на территории Литвы - снайгупельской подсвитой) песков, алевроитов, гиттии, глин с органикой, мощностью до 25 м, верхнеугандским ледниковым горизонтом (на территории Литвы - мядининской подсвитой) моренных суглинков и супесей с валунами северошведских пород и водноледниковыми песчано-гравийно-галечными отложениями, мощностью до 40 м.

Верхний плейстоцен начинают межледниковые отложения: пески, алевроиты, глины, торфы, гиттии, сапропелиты мяркинского надгоризонта (горизонта). Второй, верхнеплейстоценовый - нямунский, надгоризонт состоит из нижнемямунского ледникового горизонта перигляциальных и моренных отложений, мощностью до 20 м, среднемямунского горизонта неледниковых отложений, мощностью до 15 м, и верхнемямунского горизонта моренных и водноледниковых отложений, мощностью до 20 м. Четвертичные отложения завершают голоценовые торфы, сапропели, озерные карбонатные туфы, пески, глины с растительными остатками, которые распространены спорадично.

Плейстоценовую толщу Прибалтики составляют ритмично переслаивающиеся моренные, флювиогляциальные, лимногляциальные, аллювиальные, эоловые, озерно-болотные и другие отложения. В строении плейстоценового покрова преобладают ледникового происхождения отложения, представленные моренами, флювиогляциальными и лимногляциальными отложениями, которые составляют около 88%. На валунные суглинки и супеси, т.е. моренные образования, приходится около 53%, а различные водноледниковые отложения составляют 35% от общего объема плейстоценовой толщи. Среди водноледниковых отложений преобладают флювиогляциальные, составляющие среди них около 60%, лимногляциальные отложения образуют оставшуюся часть (40%) водноледниковых образований.

Собственно ледниковые (гляциальные) отложения представлены основными (донными, внутренними, абляционными) и конечными моренами. Флювиогляциальные (ледниково-речные) и лимногляциальные (ледниково-озерные) отложения представлены внутриледниковыми (интрагляциальными) и приледниковыми (перигляциальными) типами. Внутриледниковые флювиогляциальные отложения слагают камы и озы, а приледниковые - зандры, флювиогляциальные дельты и флювиогляциальные террасы. Флювиогляциальные образования сложены обычно песчано-гравийными и галечными, а лимногляциальные - песчано-алевритовыми отложениями.

Гранулометрический состав песчано-гравийных отложений флювиогляциального и аллювиального генезиса весьма разнообразен. Они сложены обломками разной величины: от валунов до глинистых частиц, но основную часть их составляют обломки песчаных, гравийных и галечных фракций. Литология водноледниковых отложений Прибалтики детально изучена А.А. Юргайтисом [1969].

Среди четвертичных песчаных отложений наиболее широко распространены разнозернистые неоднородные пески, внутриледникового, маргинального и приледникового флювиогляциального и аллювиального происхождения с гетерогенным распределением размерных частиц. Одномодальное распределение зерен отмечено в лимногляциальных, прибрежно-морских, пляжевых и эоловых песчаных отложениях. По степени сортировки аллювиальные песчано-гравийные отложения занимают промежуточное положение между приледниковыми и внутриледниковыми отложениями.

Наиболее мелким гранулометрическим составом обладает песчано-гравийный материал камов. Средний размер, по данным А.А. Юргайтиса, равен 5,3 мм. Песчано-гравийный материал камов довольно постоянного гранулометрического состава. В нем увеличено содержание мелкозернистого песка, небольшое количество крупных галек и отсутствуют валуны. Отложения в пределах отдельных слоев плохо сортированы.

Песчано-гравийный материал озоев отличается наименьшим количеством мелкопесчаных фракций. Средний размер обломков в озаях Эстонии равняется 13,1 мм, Латвии - 8,1 мм и характеризуется большой изменчивостью. Количество мелких валунов и крупной гальки повышено. В пределах одного слоя отложения обычно лучше сортированы.

В песчано-гравийных отложениях краевых флювиогляциальных гряд преобладают крупные гальки и валуны. Фракция более 70 мм составляет в среднем 23,6%. Колебания среднего размера зерен в этих отложениях самые большие (от 3 до 35 мм) по сравнению с остальными флювиогляциальными отложениями. В среднем средний размер равняется 12,3 мм. В этих отложениях несколько увеличено содержание мелкозернистого песка. В пределах одного слоя сортировка материала хорошая, однако гранулометрический состав значительно изменяется с переходом от слоя к слою.

Приледниковые песчано-гравийные отложения имеют более однородный гранулометрический состав, чем внутрiledниковые или маргинальные образования. Отложения задров характеризуются изменчивым средним размером зерен. В них увеличено содержание песчаных частиц и фракций крупнее 70 мм. Содержание и размеры обломков изменяются значительно как во всем разрезе, так и в пределах слоя.

Во флювиогляциальных дельтах песчано-гравийные отложения обогащены обломками фракций 20–10 и 10–5 мм. Средний их размер равен 7,6 мм. В пределах слоя гранулометрический состав однороден. Наиболее постоянен средний размер зерен и гранулометрический состав песчано-гравийных отложений флювиогляциальных террас. В среднем он равен 6,1 мм.

Песчано-гравийно-галечные отложения Прибалтики составлены обломками кристаллических (магматических и метаморфических) пород, карбонатных (доломитов, известняков, мергелей, мела) пород и минералов, песчаников, кварца, полевых шпатов и др. Валунны образованы из глыб кристаллических пород.

В галечных фракциях преобладают карбонатные породы (известняки и доломиты), которые образуют от 40 до 85%. Количество обломков песчаников достигает 7%. Содержание кристаллических пород в галечных фракциях колеблется от 10 до 45%.

Количество обломков кристаллических пород несколько увеличивается в гравийных фракциях за счет карбонатов. Количество зерен кварца и полевых шпатов в гравийных фракциях увеличивается с уменьшением размера фракций. Песчаные фракции представлены кварцем, полевыми шпатами, карбонатными минералами. В крупнозернистых песках часто встречаются сростки кварца и полевых шпатов, представляющие фрагменты дезинтегрированных кристаллических пород.

Намечается тесная зависимость минералого-петрографического состава четвертичных отложений от состава подстилающих пород. Состав разных генетических типов отложений сходен. В мелкопесчаных фракциях отложений флювиогляциальных террас и аллювиальных содержится больше кварца. Карбонатных минералов меньше обнаружено в аллювиальных отложениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Гайдалас А. Значение экзарации в развитии ложа Балтийского моря в плейстоцене. — Ежегодник "Baltica". Вильнюс, 1974, т. 5, с. 137–145.
- Гайдалас А.И. Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы, Вильнюс: Мокслас, 1979, 98 с.
- Гайдалас А., Кондратене О. Стратиграфия четвертичных отложений / Погребенные палеоврезы поверхности дочетвертичных пород Южной Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 117–131.
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности центральной Балтики / А.А. Геодекия, Ф.К. Волколаков, И.Т. Дубовский и др. М.: Наука, 1976. 112 с.
- Гуделис В.К. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. Вильнюс: Минтис, 1973, 264 с.
- Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии. Рига: Зинатне, 1973. 312 с.
- Мелешите М. Распространение и генезис палеоврезов: Погребенные палеоврезы поверхности дочетвертичных пород Южной Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 19–37.
- Раукас А. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллин: Валгус, 1978. 310 с.
- Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики 1976 г. с унифицированными стратиграфическими корреляционными таблицами. Л.: Б.и., 1978. 86 с.
- Серебрянный Л.Р., Раукас А.В. Сопоставление гетогляциальных краевых ледниковых образований во впадине Балтийского моря и прилегающих к ней странах. Ежегодник "Baltica". Вильнюс, 1967, т. 3, с. 235–249.

Сувейдис П.И. Тектоническое положение региона, главные структурные элементы и комплексы земной коры/ Тектоника Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1979, с. 19–22.

Врайтис А.А. Генетические типы и литология песчано-гравийных отложений Литовской ССР. Вильнюс: Минтис, 1969. 174 с.

Kondratienė O. Tarplėdynečių klimatas Lietuvoje. — *Geografinis metraštis*, 1979, t. 46, p. 61–65.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СУБМАРИННОЙ ЧАСТИ ПРИБАЛТИЙСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАСЕЙНА

Прибалтийский артезианский бассейн – крупная гидрогеологическая структура платформенного типа, расположенная в пределах Восточно-Европейской платформы. Часть площади этой крупной структуры находится под акваторией Балтийского моря, что во многом предопределяет характер и условия формирования и циркуляции его подземных вод. Подземные воды Прибалтийского артезианского бассейна, разгружаясь непосредственно на дне Балтийского моря, могут повлиять на гидрохимический режим морского бассейна, изменить состав поровых растворов горных пород и иловых отложений, оказать то или иное воздействие на геохимические процессы и образование полезных ископаемых. Но и воды Балтийского моря могут влиять на формирование ресурсов и химического состава подземных вод континентальной части артезианского бассейна. Особенно такое влияние опасно при интенсивной эксплуатации подземных вод крупными водозаборами, расположенными недалеко от береговой линии. В связи с этим возникает настоятельная необходимость в выявлении роли подземных вод в гидро- и геохимическом режиме Балтийского моря, а также в прогнозе опасности вторжения морских вод при эксплуатации прибрежных водозаборов подземных вод. Указанные исследования необходимо начать с изучения общих гидрогеологических условий субмаринной части Прибалтийского артезианского бассейна.

СОСТОЯНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

Специальные гидрогеологические исследования и наблюдения непосредственно в пределах акватории Балтийского моря не проводились. Имеющиеся суждения об условиях залегания и разгрузки подземных вод в субмаринной части Прибалтийского артезианского бассейна основываются на геолого-гидрогеологических данных континентальной части структуры. Более того, условия залегания и разгрузки подземных вод обуславливаются геологическим строением. Однако общее представление о гидрогеологии субмаринной части Прибалтийского артезианского бассейна можно получить на основе детального анализа гидрогеологических данных континентальной части структуры, а также материалов о геологическом строении Балтийского моря.

Геологическая изученность Балтийского моря имеет длительную историю. Достаточно упомянуть лишь такие капитальные труды, как "Геология Балтийского моря, периодическое издание "Baltica", в которых рассмотрен широкий круг вопросов, имеющих прямое отношение к гидрогеологическим построениям. Эти, а также некоторые другие материалы позволяют достаточно обоснованно судить об условиях залегания, а в определенной степени и разгрузки подземных вод в пределах моря.

Первые гидрогеологические работы, затронувшие вопросы региональной гидрогеодинамики и разгрузки подземных вод в прибрежной полосе Балтийского моря, относятся к 1954–1958 гг. [Гатальский, 1954; Силин-Бекчурич, 1958]. Позже более детальные исследования проводились по трем направлениям: 1) оценки подземного стока зоны активного водообмена, формирующегося непосредственно в Балтийском море [Дзилна и др., 1965; Зецкер, Купелин, 1965; Валлер, 1975; Вийганд и др., 1975; Жемайтис, 1975; Мокрик, 1978; Жемайтис и др., 1978]; 2) выявления общей гидрогеологической структуры субмаринной части Прибалтийского артезианского бассейна [Брейве, 1975; Зузявичус, Иодказис, 1978] и 3) изучения режима подземных вод

Таблица 1

Основные результаты определения подземного стока зоны активного водообмена, формирующегося непосредственно в Балтийском море

Территория	Площадь водосбора, км ²	Величина стока		Метод расчета, автор
		Общая, м ³ /с	Модуль, л/с км ²	
Эстонская ССР	6900	19,5	2,7	И.С. Зецкер [1968]
Латвийская ССР	2800	6,9	2,4	Комплексный метод генетического расчленения гидрографа рек [Зецкер, 1968]
Литовская ССР и Калининградская область	4300	8,7	2	
Всего по Прибалтике	14 000	35,1	2	
Эстонская ССР	950*	9	9,5**	Аналитическая зависимость Дарси [Валлнер, 1975]
Эстонская ССР	45 000	30	0,67	По уравнению среднегогодового водного баланса [Эйпре, 1972]
Латвийская ССР	495*	5,3	10,7**	Аналитическая зависимость Дарси [Дэйлна, 1970]

*Протяженность линии стока подземных вод в море (в км).

**Линейный модуль (в л/с км²).

прибрежной полосы в естественных и эксплуатационных нарушенных условиях [Пилль, 1974; Брейве, 1978; Савицкий, Осипова, 1978].

Первая количественная оценка подземного стока из зоны интенсивного водообмена в Балтийском море была выполнена И.С. Зецкером и Б.П. Куделиным [1965]. По данным И.С. Зецкера, величина стока составляет 35 м³/с. Позже подземный сток оценивался для отдельных частей и отрезков береговых линий Прибалтики [Джамалов и др., 1957; Дэйлна, 1970; Ресурсы..., 1972; Валлнер, 1975]. Основными расчетными методами указанных исследований были комплексный гидролого-гидрогеологический и гидродинамический (по общеизвестной формуле Дарси) методы. Начиная с 70-х годов для оценки естественных ресурсов подземных вод напорных водоносных горизонтов стали широко применяться методы математического моделирования. Сопоставление результатов исследований различных авторов стало затруднительным. Они проведены для неодинаковых отрезков береговой линии и часто имеют значительные расхождения (табл. 1). Это обусловлено погрешностями, допускаемыми при составлении уравнения среднегогодового водного баланса и выборе расчетных гидрогеологических параметров. Отсутствие надежных методов контроля имеющейся разгрузки в море значительно снижает достоверность результатов исследований.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Образование водоносных и водоупорных отложений субмаринной части Прибалтийского артезианского бассейна происходило во время осадконакопления в Балтийской синеклизе, охватывающей как континентальную часть Прибалтики, так и акваторию моря. Водоносные и водоупорные отложения, залегающие на суше, имеют естественные продолжения. Для выявления геологической и гидрогеодинамической ситуации под Балтийским морем в последнее время выполнен ряд работ [Блажчишин, 1972; Блажчишин, Шуйский, 1973; Брейве, 1975; Зузявичюс, Иодказис, 1978; Мокрик, 1978; Жемайтис и др., 1978; Савицкий, Осипова, 1978], на основе которых представляется возможным осветить условия залегания подземных вод в пределах субмаринной части артезианского бассейна.

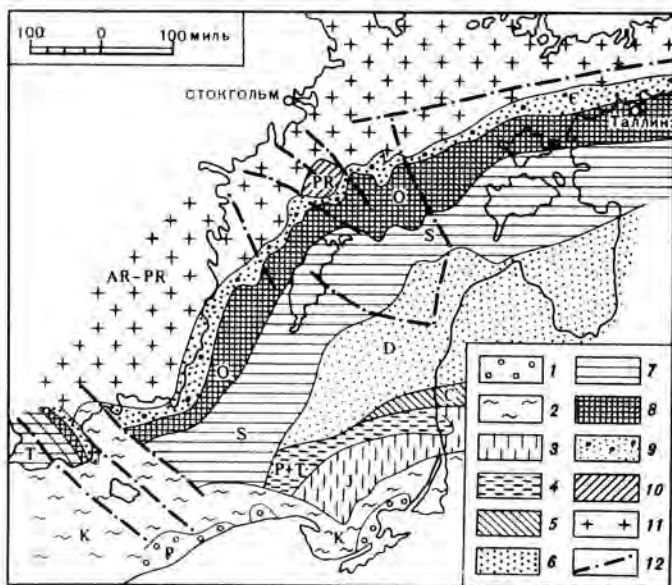


Рис. 8. Схематическая геологическая карта дна Балтийского моря (составили А. И. Блажчишин, Н. И. Свиридов, Г. С. Харин)

1 – палеоген; 2 – мел; 3 – юра; 4 – пермо-триас; 5 – карбон; 6 – девон; 7 – силур; 8 – ордовик; 9 – кембрий; 10 – верхний протерозой; 11 – архей и протерозой нерасчлененные; 12 – разломы

Современные (верхнеголоценовые) осадки Балтийского моря представлены терригенными обломочными и глинистыми разностями мощностью 0–2 м и более. Обломочные осадки песчаного состава в основном представляют реликты береговых образований различных стадий позднечетвертичного периода Балтики. Глинистые осадки сложены алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами. Они часто слабожелезисты (5–8%), иногда слабомарганцовисты (0,2–4,7% Mn), местами заметно обогащены органическим веществом (до 6% С орг.) [Пустельников, 1973]. Солевой состав иловых вод голоценовых осадков изучался О.В.Шишкиной, Г.А. Павловой, В.С. Бьковой [1969].

Плейстоценовые отложения на дне моря представлены различными генетическими типами ледниковых образований: разновозрастными моренами, водно- и озерно-ледниковыми отложениями, а также позднеледниковыми гомогенными глинами. Песчанистые осадки приурочены, как правило, к мелководной зоне. Состав песков преимущественно полевошпатово-кварцевый и мало отличается от аналогичных им по крупности континентальных четвертичных отложений, развитых на континенте. Глинистые осадки отлагаются преимущественно в глубоководной части шельфа. Они представлены в основном алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами, отличаясь хорошими водоупорными свойствами [Блажчишин, 1972; Геология..., 1976].

Гидрогеологические условия плейстоценовых, как и голоценовых, отложений изучены слабо. В связи с большой невыдержанностью литологического состава и мощности четвертичных отложений подсчитывать их непосредственный подземный сток в море весьма сложно. Однако приближенные оценки имеются. Так, И.С. Зейгер подземный сток из четвертичных отложений с территории Прибалтики оценивал в размере 13,5 м³/с, а ионный сток – 150–400 т/год, что составляет около 30% от общего [Джамалов и др., 1957]. Величина стока подземных вод четвертичных отложений Эстонии, согласно Л.К. Валлнеру [1975], составляет 2 м³/с. Кроме того, значительная часть подземного стока в море из четвертичных отложений осуществляется через реки. Величины его подземного стока измеряются преимущественным значением модулей 0,1–2 л/с с 1 км², что составляет одну треть часть от общего речного стока.

Таблица 2

Подземный и ионный сток дочетвертичных водоносных горизонтов зоны актив

Водонапорная система	Подземный сток			По общей минерализации
	Дебит, м ³ /с	Протяженность контура разгрузки, км	Линейный модуль, м ³ /с·км	
Палеогеновая	0,9	30	0,01	9934
Кайнозойско-мезозойская	0,2	300	0,0007	2838
Верхне-, среднепалеозойская	3,7	400	0,009	52507
Среднепалеозойская	5,6	450	0,012	79470
Средне-, нижнепалеозойская	3,4	500	0,007	48250
Нижнепалеозойская – верхнепротерозойская	0,4	350	0,0011	6307
Всего	14,2	2030	0,0068	199306

В осадочной толще дочетвертичных отложений Прибалтийского артезианского бассейна выделяются четыре гидрогеологических структурных этажа: кайнозойско-мезозойский; верхне-, среднепалеозойский; средне-, нижнепалеозойский; кайнозойско-мезозойский [Зеджер, Куделия, 1965]. Многочисленные геофизические исследования, бурение и драгирование дна Балтийского моря позволили определить ориентировочно положение границ выхода этих отложений в акватории (рис. 8). Все гидрогеологические этажи имеют свое естественное продолжение под морем. Можно полагать, что подземные воды коренных отложений под акваторией имеют идентичный химический состав с водами континентальной части. Это не относится лишь к тем водоносным горизонтам, которые не защищены от проникновения морских соленых вод водоупорными экранами.

Региональные гидрогеодинамические исследования последних лет, выполненные для пяти основных водонапорных систем Прибалтийского артезианского бассейна, позволили сделать качественно новые выводы о подземном стоке, выносе химических элементов и взаимосвязи подземных вод с морем [Жемайтис и др., 1978]. Наиболее интенсивно морем дренируются подземные воды верхне- среднепалеозойской, среднепалеозойской и средне-, нижнепалеозойской водонапорных систем (табл. 2). К этим водонапорным системам приурочены наибольшие величины подземного ионного стока в море, который предопределяется условиями питания и фильтрационными свойствами водоносных горизонтов, а также особенностями литологического состава и растворимостью пород.

Поступление химических элементов в Балтийское море подземным стоком имеет подчиненную роль в накоплении осадков и в формировании их химического состава. Основное значение в данном случае принадлежит поступлению терригенного материала и химических элементов с общим речным стоком. Влияние подземного стока на геохимические процессы Балтийского моря требует специального изучения.

УСЛОВИЯ ВЗАИМОСВЯЗИ ПОДЗЕМНЫХ И МОРСКИХ ВОД

При рассмотрении вопросов взаимосвязи подземных и поверхностных вод следует иметь в виду различные условия этого процесса для грунтовых и напорных вод. Грунтовые воды с морским бассейном контактируют на протяжении всей береговой линии, а условия взаимосвязи обуславливают морфологию берегов. Работами А.А. Пилл [1974], А.Ю. Брейве [1978] и некоторых других авторов показано, что влияние моря на химический состав и гидродинамический

Ионный сток, т/год								
по некоторым элементам								
Pb	Zn	Cu	Mn	Al	Mo	Br	F	Fe
2	1,8	0,12	0,2	0,8	0,4	-	16	8,5
0,45	0,04	0,03	0,11	0,2	0,02	-	3,8	2
0,24	1,2	0,8	0,23	0,7	0,9	35	128,3	35
0,05	2,9	0,12	0,35	35,3	2,8	175	70,6	53
0,04	6,4	2,15	4,3	5,4	0,2	-	107	64
0,004	1,25	0,6	0,9	1,2	0,03	25	12,6	25
2,784	13,59	3,82	6,09	43,6	4,35	235	338,3	187,5

режим незначительно даже при весьма пологих берегах и тесной гидравлической взаимосвязи. Некоторые более резкие изменения могут наблюдаться при эксплуатации грунтовых вод, если море, заливы или приустьевые части рек являются контуром постоянного питания водозаборов подземных вод [Пилл, 1974].

Напорные водоносные горизонты гидравлическую связь с морскими водами имеют на ограниченной площади. При этом выходы водоносных отложений на субмаринную поверхность могут быть перекрыты слабопроницаемыми пластами различных фильтрационных свойств и мощности.

Субмаринная разгрузка подземных вод в естественных условиях в основном происходит четырьмя путями: 1) непосредственно через слой голоценовых илов; 2) через песчаные и суглинистые четвертичные ледниковые отложения; 3) путем перетекания через дочетвертичные слабопроницаемые пласты; 4) через древние эрозионные врезы, прорезающие вблизи береговой линии региональные водоупорные толщи, перекрывающие водоносные породы. Для целенаправленной постановки гидрогеодинамических исследований необходима схематизация гидрогеологических условий, учитывающая динамику взаимосвязи подземных и морских вод (табл. 3).

Граничными условиями выражаются следующие основные типы физических границ: поверхность раздела - водоносный горизонт - море; питание или разгрузка подземных вод через кровлю водоносного горизонта; непроницаемый контур, через который фильтрация практически отсутствует; поверхность высачивания; поверхность раздела двух жидкостей, имеющая место при вторжении морской воды в водоносный пласт, и т.д. Приведенные условия на границах могут изменяться во времени и переходить из одного состояния в другое (в результате эксплуатации береговых водозаборов, естественного колебания уровней моря и подземных вод и т.д.). Приведенная схема позволяет учесть динамику режима подземных вод, контактирующих с морем, а также раскрыть закономерности их формирования.

В результате интенсивной эксплуатации водообмен в системе море - подземные воды изменяется. Это обстоятельство необходимо учесть при эксплуатации береговых водозаборов и прогнозировании их режима работы. В настоящее время в прибрежной полосе Балтийского моря из напорных водоносных горизонтов для нужд централизованного водоснабжения отбирается около 600 тыс. м³/сутки пресных подземных вод. В результате интенсивного водоотбора сформировались глубокие (до 40-50 м) депрессионные воронки, радиус которых достига-

Таблица 3

Схема взаимосвязи подземных и морских вод

Схематический разрез	Степень взаимосвязи	Режим фильтрации	
		естественный	нарушенный
	Водоносные горизонты, имеющие гидравлическую связь с морем	$H(x, y) _{\Gamma} = H(s)$ $H(z) _{\Gamma} = H(s)$ $q(z) _{\Gamma} = q(s)$	$H(x, y, t) _{\Gamma} = H(s, t)$ $q(s, t) = a(s, t) [H(x, y, t) _{\Gamma} - H(s, t)]$ $q(s, t) = a(s, t) [H(z, t) _{\Gamma} - H(s, t)]$
	Водоносные горизонты, не имеющие гидравлической связи с морем	$q(x, y, z) _{\Gamma} = 0$	$q(x, y, z, t) _{\Gamma} = 0$
	Водоносные горизонты, имеющие периодическую связь с морем	$H(x, y) _{\Gamma} = H(s)$ $q(x, y) _{\Gamma} = q(s)$ $H(z) _{\Gamma} = H(s)$ $q(z) _{\Gamma} = q(s)$	$H(x, y, t) _{\Gamma} = H^*(s, t)$ $q(x, y, t) _{\Gamma} = q(s, t)$ $q(s, t) = a(s, t) [H(z, t) _{\Gamma} - H(s, t)]$

Примечание. $H(x, y, z, t) |_{\Gamma}$ и $q(x, y, z, t) |_{\Gamma}$ — соответственно значения напора и расхода подземных вод в области фильтрации по контуру границы "Г"; $H(s, t)$ и $q(s, t)$ — соответственно значения напора и расхода подземных вод в точках "s", принадлежащих границе "Г"; a — коэффициент пропорциональности.

ет 100 км и более. Они охватывают не только материковую часть распространения водоносных отложений, но продолжают и под акваторией Балтийского моря. В результате этого имеются существенные изменения гидродинамических условий системы морской бассейн — подземная гидросфера. При этом основной гидравлической тенденцией новой гидродинамической обстановки является проникновение соленых морских вод в водоносный пласт. Такое положение вынуждает обратить особое внимание на исследования гидродинамических условий морского побережья, которые характеризуются рядом особенностей.

По условиям связи с морем можно различить водоносные горизонты, выход которых происходит на значительном расстоянии от берега моря (60–80 км), и водоносные горизонты с выходом в море на незначительном расстоянии (10–40 км). Кроме того, весьма важным фактором формирования эксплуатационного режима береговых водозаборов является степень изолированности водоносных горизонтов от морских вод сверху водоупорными пластами, а также нарушения их сплошности эрозионными врезами и зонами тектонического дробления. Через последние возможна локальная разгрузка подземных вод высокой минерализации из гидродинамических зон замедленного и застойного режима. Рассматриваемый процесс может оказать определенное влияние на придонный режим морского бассейна и представляет интерес для исследований. По условиям взаимосвязи с верхней гидравлической границей и условиям формирования эксплуатационных запасов подземных вод водоносные горизонты могут быть подразделены на два типа: неизолированные и изолированные. Типичные неизолированные в пределах Прибалтийского артезианского бассейна — средне-нижнепалеозойская, среднепалеозойская и кайнозойско-мезозойская водонапорные системы, которые перекрываются, как правило, незначительными по мощности четвертичными образованиями. К изолированному типу следует причислить нижнепалеозойско-верхнепротерозойскую, а также часть верхне-среднепалеозойской водонапорных систем.

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

В условиях Прибалтики гидрогеологические исследования морского побережья обусловлены главным образом интенсивным отбором подземных вод в целях водоснабжения, что предъявляет особые требования к качеству и прогнозу ресурсов. Мелкое водоснабжение в прибрежной полосе Балтийского моря базируется, как правило, на неглубоко залегающие водоносные горизонты. Их незначительный водоотбор по площади рассеян и практически не создает угрозы вторжения морских вод в каптажные сооружения. Лишь находящиеся в непосредственной близости к морю колодцы подвержены периодическому засолению. Режим подземных вод в таких условиях в основном определяется колебаниями уровня Балтийского моря.

Длительная эксплуатация подземных вод береговыми водозаборами с большим водоотбором осуществляется из водоносных горизонтов, принадлежащих к изолированному типу. В этих условиях накоплен определенный опыт по эксплуатации на нескольких водозаборах. Однако состояние изученности их геолого-гидрогеологических условий в целом находится на низком уровне. Так, например, геологическое строение шельфовой зоны известно лишь в общих чертах, в основном по материалам геофизических исследований. Литофациальная изменчивость отложений, расчленение водоносных и слабопроницаемых отложений, распространение и состав древних врезов, степень заиленности современных осадков и другие вопросы также актуальны и требуют дальнейших исследований. Гидрогеологическая изученность также не отличается обстоятельностью. Надлежащие режимные наблюдения за уровнями и водоотбором, а также сведения о фильтрационных параметрах как водоносных, так и слабопроницаемых отложений имеются лишь на некоторых водозаборах. Поэтому оценка гидрогеологического режима береговых водозаборов и условия их эксплуатации не могут быть даны с достаточной точностью. В подтверждение этого приводим несколько примеров о эксплуатации водозаборами подземных вод вблизи Балтийского моря.

В центральной части своего распространения верхне-среднепалеозойская водонапорная система перекрыта мощной толщей юрских и триасовых глин. Водозабор, который эксплуатирует подземные воды верхнепермского водоносного горизонта, введен в действие еще в начале XX в. Контур выхода как водоносных, так и перекрывающих их водоупорных отложений находится на значительном удалении от береговой линии — 60–80 км (рис. 9). Образовавшаяся депрессионная воронка достигает в центре максимальной глубины (50 м) и распространена на расстоянии 100–150 км, что четко фиксируется в наблюдаемых скважинах, расположенных в материковой части артезианского бассейна. Основной источник формирования эксплуатационного расхода водозабора — емкостные упругие запасы водоносного горизонта. Отсутствие наблюдательных гидрогеологических скважин, а также информации о фильтрационных свойствах водовмещающих отложений в пределах акватории Балтийского моря не позволяют достоверно определить положения границы раздела морской и пресной вод и дать обоснованного прогноза о скорости ее движения. Ориентировочные расчеты, основанные на применении метода гидрогеологической аномалии (экстраполяция гидрогеологических условий материка на территорию акватории), показывают, что в ближайшем будущем не ожидается прорыва соленых морских вод в береговые каптажные сооружения.

К изолированному типу по гидрогеологическим условиям следует также отнести нижнепалеозойскую — верхнепротерозойскую водонапорную систему. Береговые водозаборы, расположенные на южном побережье Финского залива, с послевоенных лет интенсивно эксплуатируют подземные воды нижнекембрийских и протерозойских песчаников, которые перекрыты мощной толщей (40–70 м) "синих" глин. Водоносные отложения водонапорной системы имеют свой естественный выход к акватории Финского залива на расстоянии от 5 до 20 км от берега. По результатам прогноза, проведенного на одном из водозаборов этого побережья, были выполнены балансовые расчеты источников формирования

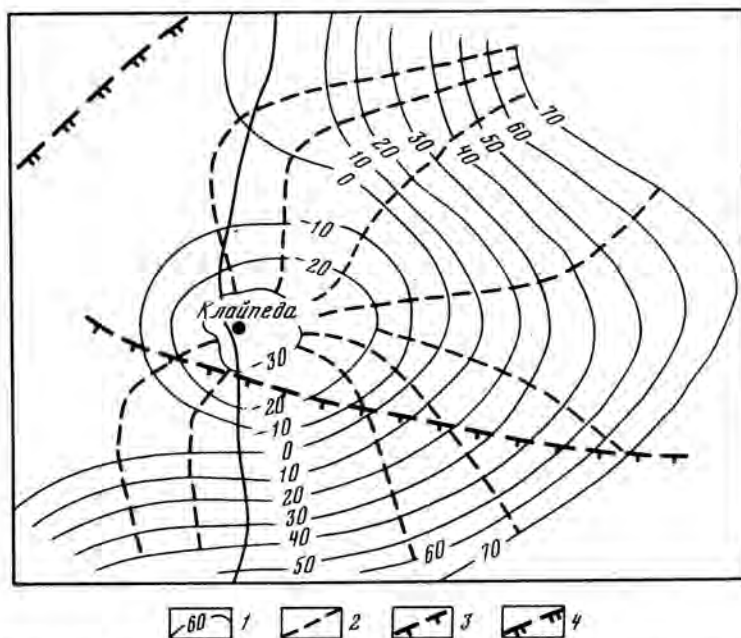


Рис. 9. Схема гидродинамической сетки пермского водоносного горизонта в районе г. Клайпеда

1 — пьезометрический уровень подземных вод и абс. отм.; 2 — линия тока; 3 — граница контура минерализованных вод; 4 — граница выклинивания водоносного горизонта

эксплуатационного расхода. Установлено, что основной источник формирования эксплуатационного расхода водозабора — естественные запасы, замещаемые морскими водами (50%), а также перетекание (10–12%) через региональный водоупор и древние погребенные долины (рис. 10). Изменение эксплуатационной нагрузки на водозабор обуславливает перераспределение отдельных источников формирования во времени.

Следует отметить, что, кроме опасности прорыва соленых морских вод в водозабор, в горизонтальном направлении существует реальность такой угрозы также через перекрывающую кровлю водоносного горизонта. Наиболее опасные участки поступления морских вод в водоносный горизонт — места развития погребенных долин на акватории моря. В этом случае балансовые расчеты следует провести по зависимости:

$$M_{\text{СТ}} = \frac{\left(Q_{\text{СТ}} = \sum_{i=1}^n Q_i \right) M_{\text{СТ}} + \sum_{i=1}^n Q_i \cdot M_i}{Q_{\text{СТ}}},$$

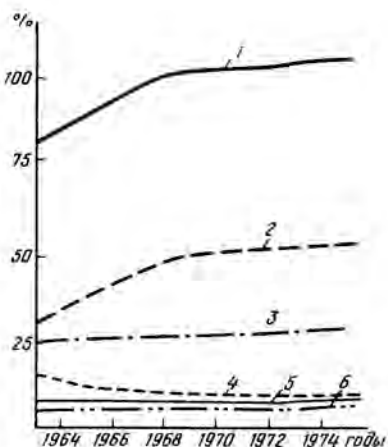
где $Q_{\text{СТ}}$, $M_{\text{СТ}}$ — статические запасы воды водоносного горизонта в пределах расчетного блока и его минерализация; Q_i , M_i — объемы и минерализация поступающей или уходящей морской воды из расчетного блока.

Прогноз скорости продвижения контура соленых морских вод, а также водно-балансовые расчеты в местах развития погребенных долин показывают, что качество воды на водозаборе может остаться в пределах ГОСТа в течение 25–30 лет эксплуатации [Мокрик, 1978]. Однако произведенные расчеты имеют ориентировочный характер, поскольку отсутствуют достоверные данные о гидрогеологических параметрах той части водоносного комплекса, которая находится в пределах Финского залива.

Таким образом, Балтийскому морю в процессе формирования динамики и режима подземной гидросферы Прибалтийского артезианского бассейна отведена

Рис. 10. Формирование эксплуатационного расхода подземных вод на одном из береговых водозаборов, эксплуатирующих кембро-вендский водоносный комплекс

1 — суммарный водоотбор водозаборами; 2 — привлекаемые морем естественные запасы со стороны контура; 3 — перетекание через региональный водоупор; 4 — кривая сработки упругих запасов; 5 — перетекание через локальные участки древних погребенных долин; 6 — боковой приток



немаловажная роль. Однако пока степень изученности той огромной части артезианского бассейна, которая простирается в пределах акватории моря, остается явно недостаточной. На данном этапе о гидрогеологических параметрах водоносных отложений, химизме вод и их режиме можно судить лишь по аналогии с континентальной частью морского побережья, что, конечно, не обеспечивает большой достоверности в расчетах и прогнозах. В распоряжении гидрогеологических служб в настоящее время имеются мощные средства по моделированию процессов геофильтрации в самых сложных гидрогеологических условиях, позволяющих выполнить обобщения как в региональном плане, так и на конкретных локальных участках. Однако высокая достоверность моделируемого процесса обеспечивается качеством исходной информации. В связи с этим при планировании поисковых, разведочных и съемочных гидрогеологических работ необходимы более детальные геофизические, буровые, геофильтрационные и геологические работы. Это позволяет в будущем решать проблемы водоснабжения народнохозяйственных объектов и городов приморской части Прибалтийского артезианского бассейна и развивать комплексную программу по разработке генеральной схемы водоиспользования Прибалтики.

ЛИТЕРАТУРА

- Блажчишин А.И. Геологическое строение и донные осадки Балтийского моря: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Калининград: АО ИОАН, 1972. 24 с.
- Блажчишин А.И., Шуйский Ю.Д. Питание Балтийского моря терригенным материалом. — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 3.
- Брейве А.Ю. Влияние моря на формирование эксплуатационных запасов напорных подземных вод (на примере Балтийского побережья Литвы). — В кн.: Материалы V науч. конф. геологов Литвы. Вильнюс: Б.и., 1978, с. 170—173.
- Брейве А.Ю. Условия взаимосвязи пресных подземных вод дочетвертичных отложений с морем на побережье Южной Прибалтики. — В кн.: Материалы Межреспубликанского семинара "Региональные вопросы оценки эксплуатационных запасов пресных подземных вод Прибалтийского артезианского бассейна". Вильнюс: Периодика, 1975, с. 56—74.
- Валлер Л.К. Характеристика естественных ресурсов подземных вод Эстонии. Таллин: ТГФ, 1975. 229 с.
- Вийзанд А.И., Мокрих Р.В., Савицкий Л.А. Предварительная оценка гидродинамических условий вендского комплекса в пределах южного склона Балтийского щита. — В кн.: Материалы Межреспубликанского семинара "Региональные вопросы оценки эксплуатационных запасов пресных подземных вод Прибалтийского артезианского бассейна". Вильнюс: Периодика, 1975, с. 49—56.
- Гатальский М.А. Подземные воды и газы северной половины Русской платформы. — Труды ВНИГРИ, 1954, вып. 9.
- Геология Балтийского моря / Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова. Вильнюс: Мокслас, 1976. 380 с.
- Джамалов Р.Г., Зекцер И.С., Месхетели А.В. Подземный сток в моря и мировой океан. М.: Наука, 1957. 93 с.
- Дзилла И.Л. Ресурсы, состав и динамика подземных вод средней Прибалтики. Рига: Зинатне, 1970. 186 с.

- Дзидза И.Л., Зецкер И.С., Стапренс В.Я.* Методика расчета и закономерности формирования естественных ресурсов пресных подземных вод на территории Латвийской ССР. — Изв. АН ЛатвССР. Сер. физ. и техн. наук, 1965, № 12(221).
Ежегодник "Baltica", 1—5. Вильнюс: Минтис, 1967.
- Жемайтис В.Ю.* Схематизация гидрогеологических условий кайнозойско-мезозойской водо-напорной системы Прибалтийского артезианского бассейна с целью создания математической модели. — В кн.: Материалы Межреспубликанского семинара "Региональные вопросы оценки эксплуатационных запасов пресных подземных вод Прибалтийского артезианского бассейна". Вильнюс: Периодика, 1975, с. 31—49.
- Жемайтис В.Ю., Зузявичюс А.П., Нодказис В.И., Мокрих Р.В.* Основные результаты региональной оценки эксплуатационных запасов пресных подземных вод Прибалтийского артезианского бассейна. — В кн.: Достижения и перспективы геологического изучения Литовской ССР, Вильнюс, 1978, с. 154—158.
- Зецкер И.С.* Естественные ресурсы пресных подземных вод Прибалтики. М.: Недра, 1968. 104 с.
- Зецкер И.С., Куделин Б.Л.* К вопросу о подземном стоке в Балтийское море. — Труды ГГИ, 1965, вып. 122, с. 82—86.
- Зузявичюс А.П., Нодказис В.И.* Особенности оценки региональных эксплуатационных запасов пресных подземных вод Прибалтики. — В кн.: Закономерности формирования и особенности региональной оценки эксплуатационных запасов подземных вод Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1978.
- Мокрих Р.В.* Формирование и особенности оценки ресурсов подземных вод Северной Прибалтики: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Москва: МГУ, 1978. 19 с.
- Пилл А.А.* Подземные воды западного побережья и островов Эстонии и особенности их формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Таллин, 1974. 24 с.
- Пустельников Э.С.* Распределение и состав взвеси в юго-восточной части Атлантического океана. — Труды ИОАН СССР, 1973, т. 95, с. 198—216.
- Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 4. Прибалтийский район. Вып. 1. Эстония. Л.: Гидрометеоздат, 1972.
- Савицкий Л.А., Осипова С.Д.* Комплексные исследования на береговых водозаборах при оценке запасов напорных подземных вод. — В кн.: Закономерности формирования и особенности региональной оценки эксплуатационных запасов подземных вод Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1978.
- Силин-Бекчурич А.И.* Гидродинамические и гидрохимические закономерности на территории Прибалтики. — В кн.: Труды Лаборатории гидрологических проблем им. Г.Ф. Саваренского. М., 1958, т. 20, с. 3—28.
- Шижкина О.В., Павлова Г.А., Быхова В.С.* Геохимия галогенов в морских и океанских осадках и иловых водах. М.: Наука, 1969. 117 с.
- Эйпре Т.Ф.* Общая характеристика водного режима. — В кн.: Ресурсы поверхностных вод СССР. М.: Гидрометеоздат, 1972, т. 4. Прибалтийский район. Вып. 1. Эстония, 1, с. 56—80.

БИОС ВОДОЕМА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ И ЕГО ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

ПЕРВИЧНАЯ ПРОДУКЦИЯ И ХЛОРОФИЛЛ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ ЛЕТОМ 1978 г.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в связи со все увеличивающимся загрязнением Балтийского моря оно стало объектом интенсивного международного исследования. Начало изучения первичной продукции было положено К. Бухом в 1927 г. [Buch, 1931], который определял ее в финских водах кислородным методом. Радиоуглеродный метод впервые применил в 1953 г. Е. Стиманн-Нильсен [Stemann-Nielsen, 1964], организовавший определения первичной продукции на плавучих маяках в датских проливах. В 1958 г. измерения первичной продукции (методом O_2) и концентрации хлорофилла "а" провел в Рижском заливе Л.М. Сушеня [1961]. С 1960 г. начались аналогичные работы специалистов из ГДР [Hübel, 1966], с 1961 г. — шведских [Fonselius, 1971]. Широкий размах эти исследования получили во время Международного года Балтики (1969–1971 гг.). В последние годы наиболее обширные и систематические съемки ведут коллектив АтлантНИРО во главе с А.К. Юрковским [Юрковский, Брамане, 1975; Юрковский и др., 1976] и польские специалисты под руководством Ренка [Renk, 1973, 1974]. Работы по первичной продукции составляли в 26 А рейсе нис "Академик Курчатов" единый комплекс с другими биологическими исследованиями. Основная их задача — собрать количественные оценки биологических процессов, играющих роль в осадкообразовании и самоочищении Балтийского моря.

ПЕРВИЧНАЯ ПРОДУКЦИЯ ПО ЛИТЕРАТУРНЫМ ДАННЫМ

Измерения первичной продукции в Балтийском море имеют некоторые особенности. Прежде всего большинство из них проведено *in situ*, что придает их результатам особую достоверность.

Вторая особенность — строгая (за небольшим исключением) приуроченность к постоянным точкам, выбранным в качестве типичных для основных районов моря: Датских проливов, Арконского моря, Борнхольмской впадины, Финского, Ботнического и Рижского заливов. Кроме того, изучаются прибрежные участки моря вблизи исследовательских центров — районы устьев рек Даугава, Одер, Висла, Варна, прибрежные финские и шведские воды, фьорды. Приуроченность измерений к немногочисленным стандартным станциям исключает в ряде случаев возможность провести соответствующие изолинии. Но тем не менее она обеспечивает круглогодичные измерения в течение ряда лет в одних и тех же точках. Обеспеченность круглогодичными измерениями первичной продукции Балтийского моря значительно выше других районов Мирового океана.

Сезонные изменения первичной продукции описываются обычно двувёршинными кривыми с максимумами в апреле–июне и августе–сентябре. По направлению с юга на север эти сезонные пики сдвигаются на более поздние сроки. Во время 26 А рейса "Академик Курчатов" наблюдалось летнее понижение продукции.

Данные по годовой продукции разных районов Балтийского моря свел Х. Ренк [Renk, 1974]. Приводим его таблицу (табл. 4) с дополнением данных более поздних определений. Согласно результатам довольно многочисленных определений, сведенных в табл. 4, годовая первичная продукция различных районов

Таблица 4
Годовая первичная продукция Балтийского моря

Район	Год	Продукция			Ссылка
		годовая, гС·м ⁻² ·день ⁻¹	Дневная усредненная		
			за год	за лето	
			мгС·м ⁻² , день ⁻¹	мгС·м ⁻² , день ⁻¹	
Гданьская впадина	1970 1971 1967-1971	117,5 72,9 97,2	322 200 267	800 351,486	Renk [1974] * *
Слупский желоб	1966-1971	81,6	224	580	*
Борнхольм- ская впадина	1966-1971	78,1	214	320	*
Арконская впадина	1966-1971	72,6	199	264	*
Гданьская бухта	1965-1971	104,1	286	302,466	*
Шецинский залив	1964-1966	380	1040		Wiktor [1971]
В районе о-ва Рюген	1960-1962	90-900	247-2470	650-4000	Hübel [1966]
Собственно Балтика	1963-1967	78	214	237-476	Fonselius [1971]
"	1969-1970	30	82		Sen Gupta [1972]
Фьорд Гиль- мар	1970		117		"
Готландская впадина	1969-1970	59,4 37,9	163 104		Schulz, Kaiser [1974]
Пролив Кат- тегат	1954-1960	67	184	270	Stemann-Niel- sen [1964]
Пролив Боль- шой Бельт	1953-1957	59	162	300	"
Финский за- лив (архипе- лаг Ловиза)	1967-1966	30	62	125-274	Bagge, Niemi [1971]
То же	1969	40	110		То же
Финский за- лив (район г. Хельсинки)	1966	150-200	410-550		Bagge, Lehmus- luoto [1971]
Ботнический залив	1961-1966	56,6	155	400-920	Fonselius [1971]
Бухта Хале- буктен	1973-1976	105-132	288-362		Lindahl [1977a]
В 10 милях к востоку от о-ва Готланд	1973-1976	67-116	238-318	480-700	
Пролив Юж- ный Кваркен (южная часть)	1973	94		360	
Там же (се- верная часть)	1975-1976	67,65	184,178	300,380	
Пролив Се- верный Квар- кен	1973-1974	71,70	195,192	360,480	
Рижский за- лив	1958			864	Сушеня [1961]
Готландская впадина	1972			182-413	Tarkiainen et al. [1974]
В районе Хельсинки	1972			165-435	
Побережье Южной Швеции	1973			317-452	Jansson, Wulft [1977]

Балтийского моря колеблется в основном в пределах от 30–40 до 900 гС·м⁻² в год, что соответствует 83–2400 мгС·м⁻² в день. Результаты большинства измерений укладываются в пределы, близкие к 150–2000 мгС·м⁻² в день, что указывает на то, что большинство районов Балтики занято мезотрофными и эвтрофными водами и переходными между ними.

Карту распределения величин первичной продукции по акватории Балтийского моря удалось получить лишь для июля–августа, после того как к литературным данным были присовокуплены собственные результаты, полученные в 26А рейсе нис "Академик Курчатов". Эта карта будет обсуждена ниже (см. рис. 12).

Данные по первичной продукции могли бы послужить важным критерием для оценки эвтрофикации Балтики. Однако они, как правило, охватывают слишком короткий период времени: даже наиболее длительные ряды наблюдений не превышают 8 лет, т.е. короче 11-летнего солнечного цикла. Тем не менее С.Фонзелиус [Fonselius, 1972] считает данные по первичной продукции, собранные в Ботническом заливе на плавуем маяке "Финигрюдет" в 1961–1968 гг., доказательством эвтрофикации залива. Согласно приводимому им рисунку, продукция возросла в летние месяцы 1962 г. примерно от 100–200 до 300–400 мгС·м⁻² в день. К сожалению, эти данные были получены устаревшей методикой. Гораздо более неопровержимые доказательства эвтрофикации Балтийского моря были получены С. Фонзелиусом при изучении многолетних колебаний концентрации растворенных кислорода и фосфора в водах Готландской впадины и фосфатов на поверхности центральной Балтики. Наблюдения за кислородом охватывали период с 1900 по 1970 г., за фосфатами в Готландской впадине – с 1938 по 1970 г., за фосфатами на поверхности – с 1950 по 1970 г. Насыщение воды кислородом упало за 70 лет в среднем с 30 до 0%, концентрация фосфатов возросла во впадине за 30 лет с 1 до 3 мкг-ат/л. На поверхности их максимальная концентрация возросла за 20 лет с 0,1 до 0,65 мкг-ат/л [Fonselius, 1972]. Л. Жмудзинский [Zmudzinski, 1976] приводит данные, согласно которым под слоем скачка в Балтийском море ежегодно накапливается 16 тыс. т фосфора, приносимого со стоком рек. Биомасса микропланктона увеличилась, по его данным, с 20–30 г·м⁻² в 1951–1966 гг. до 43–122 г·м⁻² после 1967 г. Участились случаи массового развития синезеленых водорослей *Nodularia spumigena* и *Aphanizomenon-flos-aquae*, являющихся индикаторами загрязнения. В результате обеднения придонных слоев воды кислородом исчез бентос.

МЕТОДИКА

Первичная продукция на поверхности моря измерялась кислородным и радиоуглеродным методами на одних станциях параллельно, на других только – одним из них.

Измерения кислородным методом делались совместно с сотрудниками гидрохимического отряда. Они проводились в "светлых" и "темных" склянках. Экспозиция начиналась сразу после отбора проб и продолжалась сутки. Она проходила в проточном аквариуме с поверхностной водой, установленном на палубе. В высокопродуктивных районах исходная вода была пересыщена кислородом, что вело к образованию пузырьков в склянках и к некоторому искажению результатов.

Для пересчета результатов, выраженных в миллилитрах кислорода, в углерод использовался коэффициент 0,43 [Винберг, 1960].

Радиоуглеродным методом продукция измерялась согласно "методическому пособию" [Методическое..., 1961]. По сравнению с предыдущими экспедициями было введено такое новшество, при котором исходная активность С¹⁴ была определена в жидком сцинтиллаторе (с последующим определением эффективности торцовых счетчиков). Изотоп перед фасовкой был перегнан. Экспозиция проходила в том же аквариуме с полудня до заката. Пробы, взятые в утренние часы (приблизительно с 8 ч утра), накапливались, в полдень в них вводился изотоп. На станциях, взятых между полуднем и 8 часами утра следующего дня, измерения первичной продукции радиоуглеродным методом не делались.

Измерения обоими методами, как кислородным, так и радиоуглеродным, проводились в склянках объемом 250 мл в двойной повторности.

Хлорофилл определялся двумя методами: безэкстрактным [Коновалов, 1970] и стандартным [SCOR UNESCO, 1966]. Пробы воды объемом 5 л брались из общего 500-литрового батометра. Фильтрование велось под давлением через фильтры с порами 1,5 мкм, покрытые BaCO_3 (из расчета примерно $10 \text{ мг} \cdot \text{см}^{-2}$). Кривые спектрального коэффициента пропускания света записывались на регистрирующем спектрофотометре СФ-14 дважды: первый раз в светорассеивающей сфере непосредственно после фильтрования и затем после экстракции пигментов 90%-ным ацетоном. Экстракция велась через 1-2 суток после фильтрации из осадка BaCO_3 , снятого с фильтров вместе с осевшим на него фитопланктоном и другой взвесью. Для определения количества феопигментов экстракты подкислялись соляной кислотой, и их оптическое пропускание в красной области снова записывалось. Расчеты велось по модифицированной формуле Лоренца [Ведерников и др., 1973].

Расчет продукции в водной толще. Непосредственные измерения продукции кислородным и радиоуглеродным методами делались только на поверхности. Для расчета ее величин во всем фотосинтетическом слое были учтены соотношения между продукцией на поверхности и в водной толще, полученные ранее [Кобленц-Мишке, 1967] на основании данных измерений *in situ*.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сопоставление результатов определения первичной продукции кислородным и радиоуглеродным методами. Параллельное определение первичной продукции обоими методами было проделано на 34 станциях. Сопоставление результатов приведено на рис. 11,а (для валовой продукции) и 11,б (для чистой). Оно показало, что данные радиоуглеродного метода, в среднем на 40% ниже, чем оценки валовой продукции, сделанные кислородным методом, и примерно равны чистой. Последний результат получен для станций, где продукция была выше 200 (кислородный метод) и 100 $\text{мг} \cdot \text{С} \cdot \text{м}^{-3}$ в день (радиоуглеродный метод). На более низкопродуктивных станциях результаты радиоуглеродного метода были в несколько раз выше, чем кислородного.

Таким образом, материалы 26А рейса "Академик Курчатов" свидетельствуют в пользу мнения Райтера [Ryther, 1956] в его споре со Стиманном-Нильсеном о том, какая продукция оценивается радиоуглеродным методом: чистая или валовая. Получилось, что по крайней мере в высокопродуктивном Балтийском море радиоуглеродный метод измеряет чистую продукцию и что поэтому в данные, собранные этим методом, не надо вводить поправку на дыхание [Кобленц-Мишке, 1977] и на потерю растворенных ассимилятов. Данные, приведенные на рис. 11,б, говорят также о том, что кислородный метод неприменим для измерения первичной продукции при ее значениях ниже 200 $\text{мг} \cdot \text{С} \cdot \text{м}^{-3}$ в день.

Распределение величин первичной продукции по акватории Балтийского моря. На основании оценок первичной продукции, сделанных в 26 А рейсе (табл. 5) и выбранных из литературных источников (см. табл. 4), составлена схема распределения величин продукции по южной части акватории Балтийского моря в летний период (рис. 12). Судя по этой схеме, фоновые значения продукции, характерные для преобладающей части акватории Балтики, составляют в летний период 400-800 $\text{мг} \cdot \text{С} \cdot \text{м}^{-2}$ в день. Повышенные ее значения характерны для прибрежных участков моря, особенно для загрязненных бухт и заливов и для района к северо-востоку от о-ва Готланд. По существующим представлениям, повышение продукции происходит за счет прорыва пикноклина и подъема глубинных вод, богатых биогенными элементами, в центре циклонического круговорота у о-ва Готланд и в результате сгонных явлений у берегов. Значительное количество биогенных элементов приносится в Балтику реками, в устье которых образуются гидрофронты с громадными скоплениями водорослей, продуцирующих значительное количество органического вещества (до 2 $\text{г} \cdot \text{С} \cdot \text{м}^{-2}$ в день). Однако вследствие пониженной прозрачности воды в

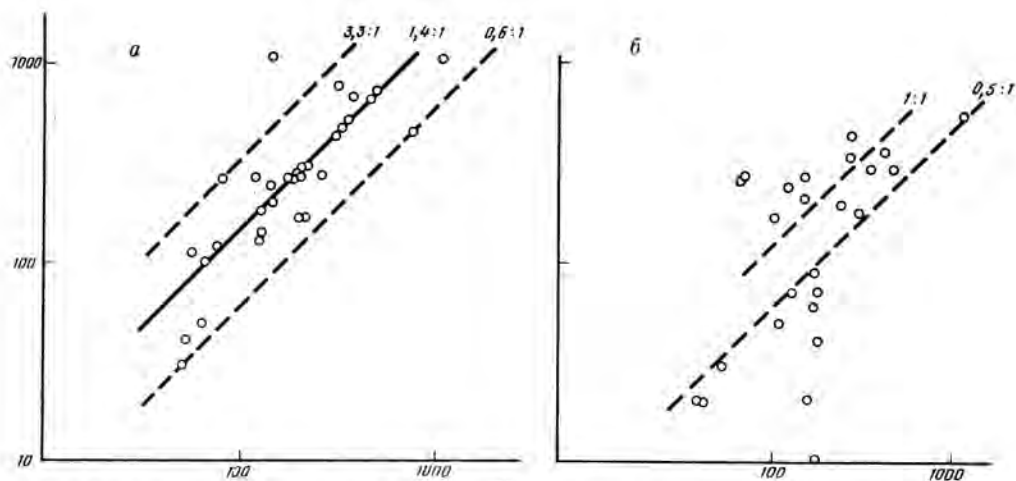


Рис. 11. Первичная продукция ($\text{мгС} \cdot \text{м}^{-3}$ в день), определенная радиоуглеродным методом (по горизонтали) и кислородным (по вертикали)
a – валовая, *б* – чистая

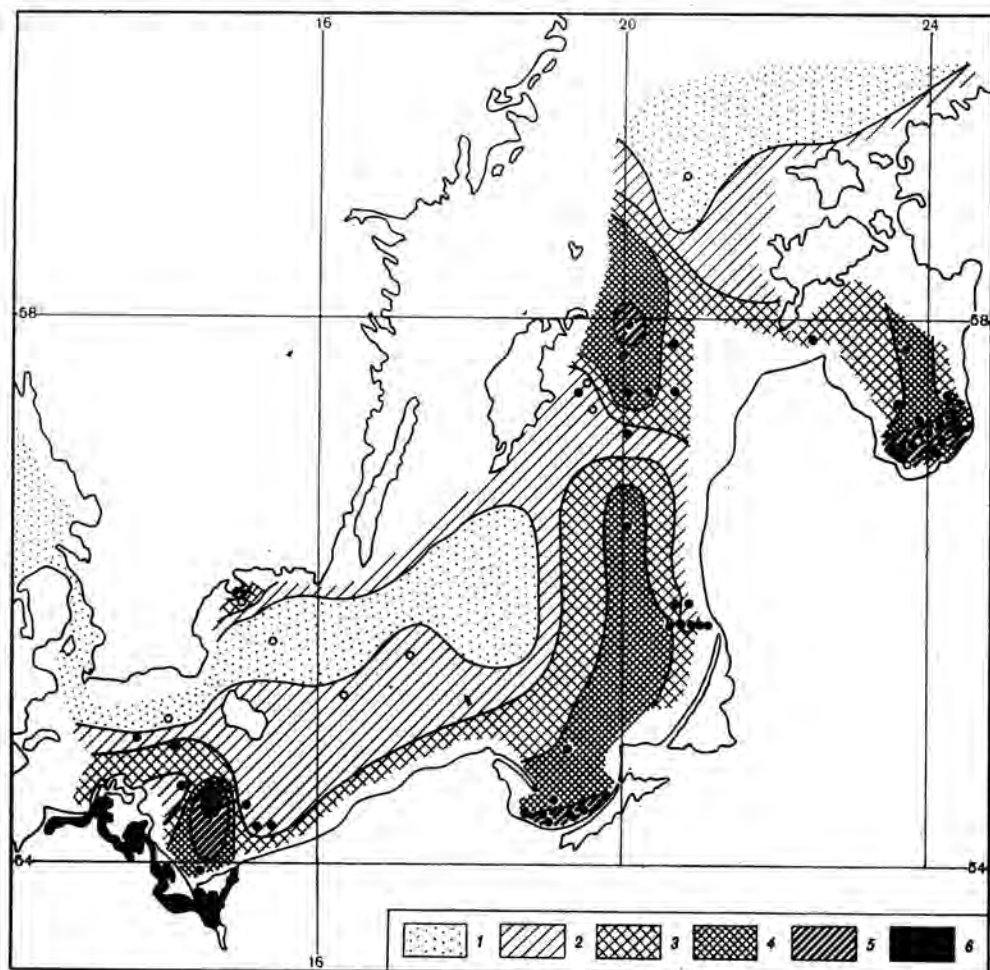


Рис. 12. Первичная продукция ($\text{мгС} \cdot \text{м}^{-3}$ в день) Балтийского моря в летний период
 1 – < 400 ; 2 – $400 - 600$; 3 – $600 - 800$; 4 – $800 - 1000$; 5 – $1000 - 1500$;
 6 – > 1500

Таблица 5

Данные по первичной продукции и пигментам фитопланктона Балтийского

Станция	Горизонт	Хлорофилл "a", мг/м ³	Каротиноиды, мг/м ³	Пигментный индекс	Феопигменты, %
1	2	3	4	5	6
2561	0	2,56	3,09	2,49	8,6
	10	2,49	3,13	2,56	4,8
	20	0,85	1,11	2,63	15,5
2562	0	1,48	1,99	2,75	13,96
	17	1,56	1,94	2,58	7,7
	25	0,77	0,86	2,44	40,9
2563	0	2,53	4,41	2,91	1,34
	10	2,64	4,36	2,8	5,7
	23	1,25	1,65	2,7	35,06
	33	0,76	0,72	10,75	44,56
2565	0	2,75	2,9	2,24	13,2
	13	4,79	5,05	2,31	14,0
	21	1,35	1,6	2,65	43,5
2567	0	2,87	3,92	2,60	7,5
2568	0	1,93	3,59	3,0	7,7
2569	0	2,38	4,10	2,7	6,3
	20	2,50	3,48	2,6	0,7
	26	1,81	2,13	2,5	22,2
	35	0,63	1,00	2,56	54,3
2570	0	2,45	3,68	2,7	13,4
	25	1,23	1,59	2,6	16,8
	33	1,37	1,82	2,6	34,4
2571	0	3,43	4,30	2,5	6,3
	20	1,31	1,47	2,5	23,8
	25	1,36	1,86	2,5	26,3
2572	0	4,3	5,32	2,4	14,4
	17	3,9	3,94	2,3	8,7
	25	1,28	1,67	2,6	29,2
2573	0	4,24	5,86	2,5	8,1
	10	4,03	4,3	2,3	11,0
	27	3,14	3,2	2,3	14,7
2577	0	3,37	6,7	3,0	7,9
	15	1,06	1,5	2,7	21,7
	23	0,72	1,02	2,8	37,9
	35	1,17	1,3	2,8	78,7
2578	0	6,06	8,14	2,8	13,7
	10	4,21	6,09	3,0	6,0
	23	0,79	1,17	2,8	31,4
	30	1,14	1,35	2,8	51,1

моря, полученные в 26 А рейсе нис "Академик Курчатов"

Метод C ¹⁴	Метод O ₂			Производство в столбе воды, мгС·м ⁻² . день ⁻¹	Ассимиляционное число, мгС·мг хл "д" ⁻¹ . день ⁻¹		
	Производство	Производство			Дыхание	C ¹⁴	O ₂
		валовая	чистая				
мгС·м ⁻³ ·день ⁻¹							
7	8	9	10	11	12	13	
45,6				450	17,8		
112,2				600	75,8		
145,7				800	61,3		
62,2				520	25,4		
77,6				580	22,6		
95,4				650	22,2		
85,8				600	20,2		
84,6	260	260	0	600	25,1	94,9	
267,6	270	190	80	1040	44,2	42,9	

Таблица 5 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
2579	0	8,44	13,3	2,93	4,1
	10	6,2	9,94	3,1	2,7
	18	1,04	1,27	3,1	33,7
2580	0	10,4	1,7	3,1	8,2
	10	1,33	1,9	2,9	33,7
	15	2,55	4,51	3,3	9,8
2586	0	8,7	13,1	2,8	1,4
	9	1,96	2,91	2,8	31,4
	26	0,902	1,47	3,2	28,6
	36	1,08	1,3	2,7	61,4
2588	0	8,8	14,6	2,9	2,74
	10	1,82	2,86	3,1	31,7
2589	0	7,36	12,4	3,2	21,9
	13	1,38	2,28	3,0	41,4
	20	1,2	1,92	3,3	33,3
	34	0,95	1,17	2,7	43,9
2590	0	4,75	9,74	3,4	3,2
	12	1,83	2,75	2,9	28,6
	22	0,82	1,63	2,8	48,1
	36	0,75	1,34	2,7	63,3
2595	0	4,76	9,63	3,4	5,7
	5	4,48	6,51	3,4	19,4
	13	1,66	2,87	3,1	23,6
	42	0,757	0,987	2,9	71,4
2596	0	16,8	20,6	2,7	0,7
	23	0,803	1,23	1,8	35,1
	30	1,2	1,67	2,9	52,4
2599	0	4,1	4,52	2,84	24,1
	10	5,6	8,63	3,32	8,1
	14	1,3	1,72	3,39	32,0
	18	1,8	1,91	2,69	48,1
2601	0	0,67	0,88	2,6	33,3
	25	1,62	2,17	2,6	89,0
	37	1,84	2,72	2,7	32,0
	49	0,64	0,935	3,0	33,3
2605	0	3,26	5,76	3,2	4,5
	16	1,02	1,61	2,7	21,8
	21	0,96	1,48	3,0	49,4
	29	0,72	1,1	3,0	56,7
2611	0	2,14	3,77	2,9	0
	13	2,43	3,34	4,7	0
	20	0,99	1,21	2,5	26,9
	35	0,29	0,31	2,6	59,2
	70	0,11	0,28	4,8	57,1
	100	0,13	0,19	3,6	79,6
	125	0,14	0,25	3,8	79,6
2616	0	2,17	2,61	2,7	
	20	0,42	0,395	2,2	
	40	0,21	0,22	2,4	0
	120	0,16	0,16	2,7	45,1

	7	8	9	10	11	12	13
	196,0	460	210	250	830	23,2	30,8
-	690	360	330	1500*	45,2	42,3	
316,4	780	440	340	1200	36,4	62,1	
386,2	690	300	390	1250	43,9	43,2	
-	480	180	300	1200*	46,2	29,9	
-	300	70	230	950*	44,2	16,8	
121,4	270	0	270	700	25,5	0	
115,2	1080	550	530	2000	68,8	40,5	
-	200	70	130	800*	37,6	21,9	
-	260	20	240	870*	276,1	44,8	
126,0	130	-	-	690	38,7	64,4	
133,8	140	50	90	700	62,5	32,7	
-	430	350	80	1150*	142,9	198,2	

Таблица 5 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
2617	0	2,39	3,62	2,8	-
2618	0	3,05	5,12	3,0	-
	10	2,8	5,96	5,5	97,7
	18	2,26	4,39	3,3	-
	20	0,99	1,5	2,8	15,0
	25	0,74	1,16	2,6	14,8
	30	0,32	0,37	2,5	42,9
	50	0,10	0,17	3,7	61,0
	100	0,12	0,21	3,7	130,0
	150	0,09	0,06	3,5	28,6
	180	0,24	0,31	3,2	4,8
	200	0,09	0,15	3,5	148,0
2622	0	2,76	2,8	2,7	1,29
	10	3,03	4,3	2,6	-
	50	0,14	0,10	4,0	-
	100	0,10	0,21	4,6	20,6
2628	0	2,41	4,44	3,08	-
	12	2,23	4,62	3,24	-
	65	0,10	0,27	5,33	28,6
	80	0,182	0,37	4,09	68,3
2631	0	1,82	3,26	3,0	0
	5	1,64	2,97	3,1	-
	10	1,90	3,34	3,0	-
	15	1,66	2,60	2,9	9,4
	20	1,20	1,76	2,7	25,0
	25	0,52	0,80	3,1	44,4
	30	0,28	0,47	3,8	52,4
	75	0,17	0,37	4,5	4,76
	100	0,29	0,54	3,8	52,4
2634	0	2,19	4,57	3,2	-
	10	2,10	4,16	3,07	-
	17	1,09	1,50	3,18	-
	19	1,52	2,49	2,81	-
	30	0,21	0,26	2,7	52,4
	50	0,09	0,29	3,4	52,4
	100	0,15	0,22	3,2	40,5
2634	150	0,11	0,19	3,6	10,7
	165	0,09	0,14	3,2	68,3
	195	0,07	0,16	4,3	4,76
2637	0	2,02	4,17	3,3	-
	10	1,76	3,83	3,5	0,69
	30	0,16	3,83	3,1	46,4
	95	0,14	0,24	3,7	28,6
2638	0	1,29	2,21	3,0	-
	10	1,9	2,52	3,0	-
	15	1,36	2,30	3,0	-
	23	0,80	0,96	2,5	4,6
	32	0,22	0,40	2,6	25,5
	41	0,15	0,29	3,9	56,0

	7	8	9	10	11	12	13
	145,6	240	240	0	810	60,9	125,5
	-	260	-	-	900*	59	104,9
	180,0	260	0	260	900	65,2	7,3
	-	180	-	-	740*	53,9	24,9
	65,0	50	0	50	520	35,7	0
	51	50	4	46	470	585	2,9
	-	300	-	-	1000*	108,9	24,8
	58,2	100	-	-	500	45,1	38,8

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4	5	6
2643	0	1,2	2,19	2,7	13,0
	14	1,82	3,18	3,1	-
	18	1,3	4,16	3,1	1,5
	23	0,70	1,01	2,8	19,5
	28	0,41	0,56	2,8	26,5
	35	0,24	0,38	3,3	36,5
2645	0	0,88	1,72	3,1	2,2
	10	1,02	1,97	3,2	3,4
	18	0,77	1,35	3,0	14,5
2650	0	4,02	5,02	2,2	4,8
	7	3,93	5,04	4,1	1,1
2653	0	1,96	3,62	3,1	2,3
	11	1,66	2,76	3,0	7,1
2658	0	1,23	2,27	3,0	18,8
	10	1,17	2,17	3,1	4,4
2660	0	1,09	2,27	3,3	0
	17	1,55	3,0	3,4	5,49
2662	0	1,44	2,8	3,2	1,6
	10	1,34	2,6	3,3	0
2664	0	3,26	4,9	2,9	15,4
	7	3,49	5,23	2,8	13,0
	16	1,91	2,91	2,8	6,0
2666	0	4,07	6,1	2,9	15,3
	10	3,67	5,22	2,8	0
	17	2,83	3,77	2,8	2,4
2667	0	3,91	6,43	3,0	0
	19	3,39	4,6	2,8	
2671	0	2,96	5,16	2,85	
	20	1,55	2,47	2,81	16,0
	40	1,29	2,11	3,0	24,8
2674	0	4,35	6,36	2,5	5,2
	59	0,1			
2678	0	5,14	7,58	2,5	-
	10	4,28	6,29	2,7	-
	20	3,6	5,1	2,5	2,9
2681	0	3,09	4,75	2,7	0
	20	1,9	3,12	2,5	0
	35	0,69	0,56	2,1	0
	85	0,34	0,44	2,8	8,2
2684	0	2,53	3,97	2,7	0
	50				

* По данным кислородного метода.

7	8	9	10	11	12	13
-	120	-	-	600*	65	277,5
52,0	30	20	10	470	59	83,9
-	280	90	190	910*	49,8	26,4
-	40	20	20	500*	27,6	16,3
3000,0	5194	-	-	4300	2459	
-	100	30	70	530*	62,4	27,5
-	-	-	-	-		
208,0	170	10	160	980	63,8	3,1
-	720	300	420	1600*	128,9	90,9
-	170	40	130	1000*	53,7	12,8
-	270	60	210	990*	67,6	27
-	1010	410	600	800*	34,5	117,2
-	520	210	310	1200*	70	50,6
-	270	130	140	920*	70	51,8

Таблица 6

Содержание хлорофилла "а" в водной толще в различных районах Балтийского моря

Район	Хлорофилл, мг·м ⁻²	Слой, м	Сроки измерений	Ссылка
1	2	3	4	5
Финские прибрежные воды	22-45	0-15	Июнь 1970	Lassing, Niemi, 1975
	10-35	0-15	" 1971	"
	110	0-50	Август 1970	Carlberg, 1972
Открытые воды к севе- ру от Гот- ландской впадины	55	0-40	Август 1972	Юрковский и Брамане, 1975
	50	0-40	" 1973	"
	10-22	0-15	Июнь 1970	Lassing, Niemi, 1975
	5-30	0-15	" 1971	"
	15	0-6	Август 1970	Carlberg, 1972
Ландсортская впадина	34	0-60	Июль-август 1974	Юрковский и др., 1976
	53	0-40	Август 1972	Юрковский, Брамане, 1975
	31	0-40	" 1973	"
	8-20	0-15	Июнь 1970	Lassing, Niemi, 1975
	18-25	0-15	" 1971	"
Рижский за- лив	68	0-50	Август 1971	Carlberg, 1972
	198	0-30	Июль 1958	Сушеня, 1961
	273	0-30	Август 1958	"
	59	0-50	" 1969	Kaiser, Schulz, 1973
	46	0-50	Июль 1970	"
Готландская впадина	37-43	0-40	Август 1972	Юрковский, Брамане, 1975
	16-31	0-40	" 1973	"
	15-45	0-15	Июнь 1970	Lassing, Niemi, 1975
	8-33	0-15	" 1971	"
	85	0-50	Август 1971	Carlberg, 1972
	35	0-60	Июль-август 1974	Юрковский и др., 1976
	9-32	0-15	Лето 1976	Lindahl, 1977
	12-25	0-15	" 1975	"
Центральная Балтика	60	0-40	Август 1972	Юрковский, Брамане, 1975
	49	0-10	Июнь 1970	"
	15-48	0-15	"	Renk, 1974
	10-38	0-15	Июнь 1971	Lassing, Niemi, 1975
	80	0-50	Август 1971	Carlberg, 1972
	30	0-60	Июнь 1974	Юрковский и др., 1976
Гданьская бухта	38	0-40	Август 1972	Юрковский, Брамане, 1975
	27	0-40	" 1973	"
	31-95	0-10	Июль-август 1972	Renk, 1974
Борнхольм- ский бассейн	36	0-50	Август 1969	Kaiser, Schulz, 1973
	40	0-50	Июль 1970	"
	31	0-40	Август 1972	Юрковский, Брамане, 1975
	26	0-40	" 1973	"
	11	0-10	Май 1970	Renk, 1974
	25-26	0-10	Август 1970	"
	13-15	0-10	Июнь 1971	"
	15-22	0-15	" 1970	Lassing, Niemi, 1975
	18-38	0-15	" 1971	"
	70	0-40	Август 1971	Carlberg, 1972

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5
Борн-хольмский бассейн	29	0-60	Июль-август 1974	Юрковский и др., 1976
	36	0-50	Август 1969	Schulz, Kaiser, 1972
	40	0-50	Июль 1970	"
	39	0-50	Август 1972	"
	36	0-50	"	"
Шведские прибрежные воды	10	0-15	Июнь 1970	Lassing, Niemi, 1975
	7,5-22,5	0-15	Лето 1976	Lindahl, 1977
	1-13	0-15	" 1975	Lindahl, 1977
Арконская впадина	30	0-40	Август 1972	Юрковский, Брамане, 1975
	30	0-40	" 1973	"
	12	0-15	Июнь 1970	Lassing, Niemi, 1975
	22	0-15	" 1971	"
	75	0-40	Август 1971	Carlberg, 1972
	30	0-40	" 1968	Kaiser, Schulz, 1973
	37	0-40	" 1969	"
	27	0-40	Июль 1970	"
Поморская бухта	12	0-10	Август 1968	Ronde, Schulz, 1973
	14-21	0-10	Лето 1969	"
	35-42	0-10	" 1970	"
Прибрежные воды Западной Германии и Польши	9-13	0-10	Лето 1969	Ronde, Schulz, 1973
	14-19	0-10	" 1970	"
Датские проливы	10-22	0-15	Июль 1970	Lassing, Niemi, 1975
	10-30	0-15	Июнь 1970	Lassing, Niemi, 1975
	17-22	0-15	" 1971	"
	16	0-10	Август 1971	Carlberg, 1972

подобных районах, вызванной поступлением аллохтонной взвеси, приносимой реками, продукция здесь никогда не достигает таких высоких значений (до 7-10 гС·м⁻² в день), как в прибрежных океанских апвеллингах, расположенных в районах, удаленных от устьев больших рек. В наиболее продуктивных районах Мирового океана вертикальное ослабление света происходит почти исключительно только за счет поглощения света фитопланктоном. Как только появляется другой источник вертикального ослабления света - золотая взвесь, гумусоподобное вещество, частицы, приносимые с водным стоком, и т.п. - такие районы океанов, несмотря на очень высокое содержание в них биогенных элементов, переходят в разряд менее продуктивных. По-видимому, низкая прозрачность балтийских вод в некоторых районах этого моря является фактором, лимитирующим его продукцию. Можно предположить, что сравнительно низкая продукция Финского залива (рис. 12) вызвана именно этим фактором. В то же время являющийся из Датских проливов к югу от берегов Швеции, очевидно, связан с распространением североморских вод, содержащих пониженное количество биогенных элементов, недостаток которых, по мнению ряда авторов [Sen Gupta, 1972; Fonselius, 1972], лимитирует первичную продукцию.

Распределение хлорофилла. Данные по концентрации хлорофилла в Балтийском море гораздо более многочисленны, чем данные по первичной продукции (табл. 6, см. табл. 5), однако попытка их картировать для летнего периода не удалась в основном из-за того, что разные авторы рассчитывали содержание этого пигмента в слое разной толщины. Большую ошибку в определении

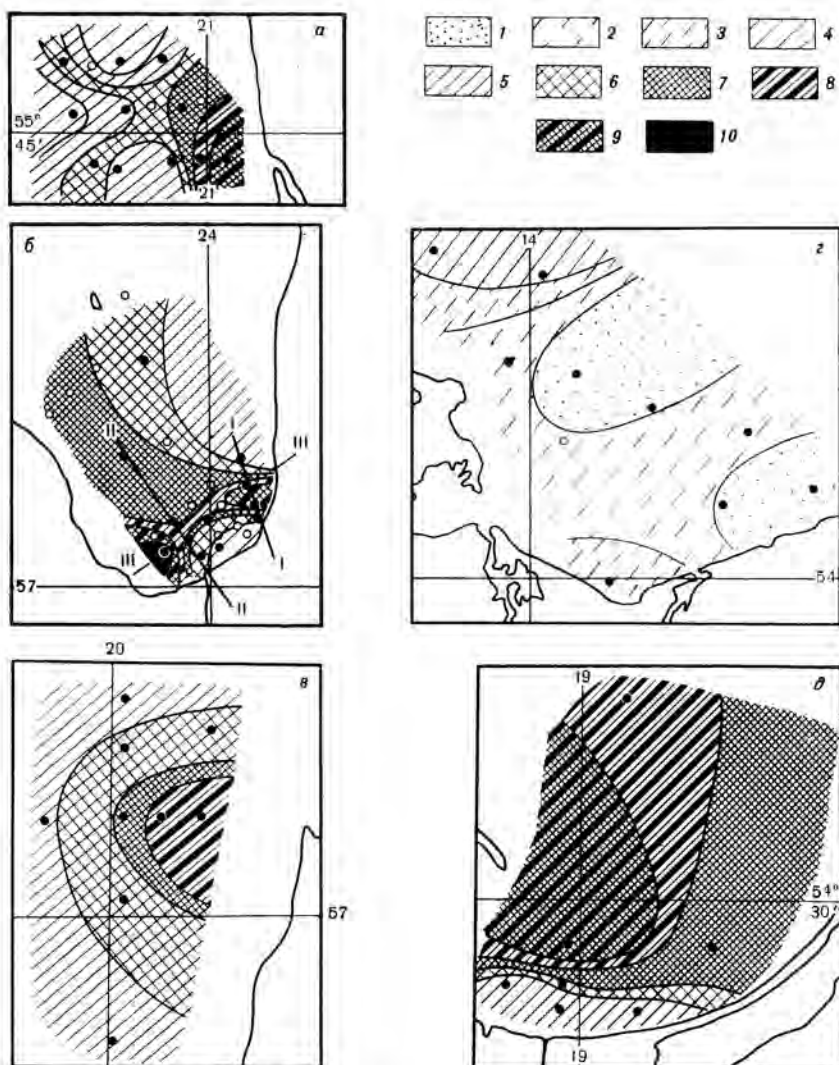


Рис. 13. Распределение содержания хлорофилла "а" в водной толще ($\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) на полигонах

а - "Клайпеда"; б - "Рига"; в - "Готланд"; г - "Одер"; д - "Висла"

1 - < 20; 2 - 20 - 25; 3 - 25-30; 4 - 30 - 40; 5 - 40 - 60; 6 - 60 - 80; 7 - 80-90; 8 - 90-100; 9 - 100-200; 10 - > 200

внес также отбор проб по стандартным горизонтам, в результате которого пропускались слои скопления хлорофилла.

Сезонные изменения концентрации хлорофилла описываются в большинстве районов Балтийского моря двувершинными кривыми, причем времена наступления весеннего и осеннего максимумов сдвигаются при продвижении с юга на север. Весенний пик наблюдается на юге моря с марта по апрель, на севере - с июня по июль, а осенний - с августа (на севере) по ноябрь (на юге). В течение всех этих месяцев "волна" повышенных концентраций хлорофилла "прокатывается" сначала с юга на север, затем с севера на юг [Юрковский, Брамане, 1975; Renk, 1973].

Содержание хлорофилла в фотическом слое воды на отдельных полигонах представлено на рис. 13. Сравнивая рис. 13 с рис. 12, можно убедиться в том, что повышенные концентрации хлорофилла при движении воды "вниз по течению" большей частью предшествуют повышенным величинам пер-

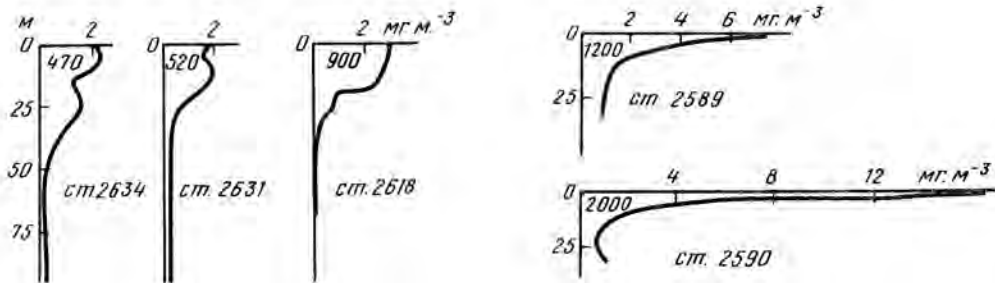


Рис. 14. Примеры вертикального распределения хлорофилла "а" на станциях, расположенных в порядке возрастания первичной продукции

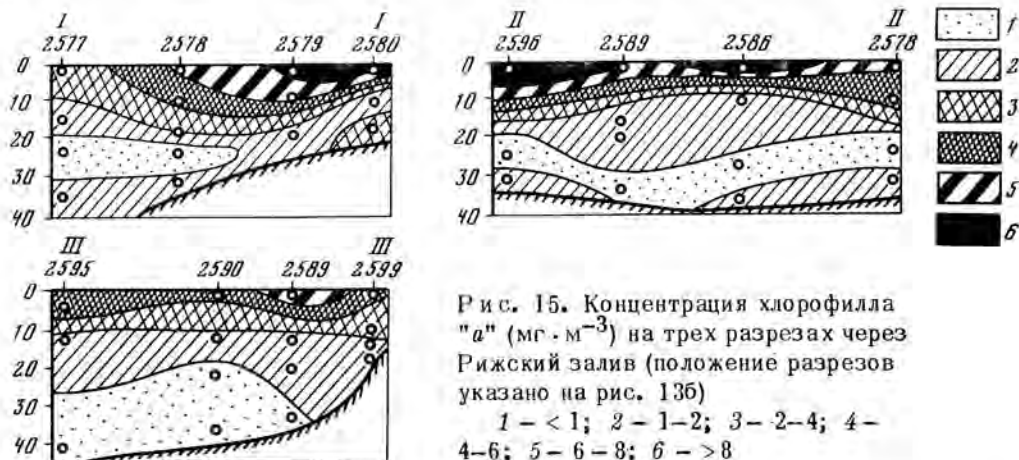


Рис. 15. Концентрация хлорофилла "а" ($\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) на трех разрезах через Рижский залив (положение разрезов указано на рис. 13б)

1 - < 1; 2 - 1-2; 3 - 2-4; 4 - 4-6; 5 - 6-8; 6 - > 8

вичной продукции. Исключение составил полигон "Одер", где на ст. 2658 была обнаружена высокая продукция, равная $4300 \text{ мг} \cdot \text{С} \cdot \text{м}^{-2}$ в день, но соответствующего ей локального повышения концентрации хлорофилла найдено не было. Возможно, что такое несоответствие связано с неудачным расположением станции. Из особенностей распределения величин первичной продукции и хлорофилла на отдельных полигонах особенно интересна полоса повышенных значений этих показателей на некотором расстоянии от устья р. Даугава. В этом участке Рижского залива, согласно данным гидрохимического отряда, происходило смешение морских и пресных вод. Здесь же наблюдалась очень низкая прозрачность воды, т.е. по всем показателям здесь находился гидрофронт.

Вертикальное распределение первичной продукции и хлорофилла на отдельных станциях показано на рис. 14 и на трех разрезах через Рижский залив на рис. 15. Это распределение характеризуется либо резким максимумом, прижатым к поверхности в высокопродуктивных районах моря, например в Рижском заливе, либо двумя максимумами - погруженным и подповерхностным, расположенными на глубине оптимальной облученности, - в менее продуктивных участках моря, например в районе Готландской впадины. Вертикальное распределение хлорофилла, как видно из рис. 14 и 15, хорошо коррелирует с распределением прозрачности. Исключение составляют станции, где присутствовали придонные мутные слои воды, содержащие повышенное количество в них, чем фитопланктон, частиц.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Количественная оценка роли экосистем Балтики в осадкообразовании и самоочищении - задача непростая, требующая привлечения всех биологических данных, полученных в 26А рейсе нис "Академик Курчатов", преобладающая часть которых будет опубликована в следующей книге. Поэтому в данном разделе ограничимся некоторыми, чисто качественными рассуждениями об оценке состояния

фитопланктонного сообщества Балтики на данном этапе эвтрофикации этого водоема.

Обсудим конкретный вопрос о том, справляется ли в наши дни фитопланктон Балтийского моря с повышенным количеством питательных солей, смываемых с интенсивно удобренных полей Северной Европы.

На основании литературных данных [Sen Gupta, 1972; Fonselius, 1972] и построенной нами карты (см. рис. 2) можно сделать заключение, что в открытой части Балтийского моря продукция фитопланктона лимитируется недостатком биогенных элементов и, следовательно, не страдает от избыточного минерального питания. Питательные соли, поступающие в море с речным стоком, быстро выводятся из фотического слоя в районах "гидрофронтов" и поступают затем в придонные слои воды. Их возвращение в фотический слой в ограниченном количестве происходит в районах прорывов пикноклина в центре циклонического круговорота вод Балтики и в результате сгонных явлений у берегов. Таким образом, преобладающая часть фитопланктона открытой Балтики изолирована от непосредственного соприкосновения с загрязненным стоком. В его видовом составе резких сдвигов по сравнению с предшествующим периодом не наблюдается. Совсем иначе обстоит дело в устьях крупных рек, обследованных в 26 А рейсе нис "Академик Курчатов" на четырех полигонах. Здесь морской фитопланктон не выдерживает соприкосновения с загрязненными мутными речными водами и замещается протококковыми водорослями, которые развиваются в районах гидрофронтов в громадных количествах. Однако, как уже говорилось, эти водоросли синтезируют примерно втрое меньше органического вещества, чем фитопланктон, обитающий в районах апвеллингов, где питательные соли поступают в фотическую зону с восходящими токами воды, свободной от того громадного количества взвеси, которое несут с собой реки. Есть все основания полагать, что эта взвесь отнимает у водорослей световую энергию, необходимую для фотосинтеза, и что в таких районах фактором, лимитирующим скорость первичной продукции, является свет.

ЛИТЕРАТУРА

- Ведерников В.И.* Природные колебания ассимиляционного числа морского фитопланктона: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1973. 23 с.
- Ведерников В.И., Коновалов Б.В., Кобленц-Мишке О.И.* Результаты применения спектрофотометрического метода определения феофитина "а" в пробах морской воды. — Труды ИОАН СССР, 1973, т. 95, с. 138–146.
- Винберг Г.Г.* Первичная продукция водоемов. Минск: Изд-во АН БССР, 1960.
- Кобленц-Мишке О.И.* Первичная продукция. — В кн.: Биология Тихого океана: Планктон/Ред. В.Г. Богоров. М.: Наука, 1967, с. 86–97.
- Кобленц-Мишке О.И.* Первичная продукция. — В кн.: Биология океана, т. 1 /Ред. М.Е. Виноградов. М.: Наука, 1977, с. 62–65.
- Коновалов Б.В.* Разработка и применение метода безэкстрактного количественного анализа содержания фотосинтетических пигментов морского фитопланктона: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М.: ИОАН СССР, 1970. 25 с.
- Методическое пособие по определению первичной продукции органического вещества в водоемах радиоуглеродным методом /Г.Г. Винберг, Ю.Г. Кабанова, О.И. Кобленц-Мишке, П.П. Хмелева. Минск: Изд-во Белорус. гос. ун-та, 1961. 26 с.
- Соскин И.М., Кузнецова Л.Н., Соловьев В.И.* Течения Балтийского моря на основе обработки гидрологических наблюдений динамическим методом. — Труды Гос. океаногр. ин-та, 1963, вып. 73, с. 76–95.
- Сущеня Л.М.* О первичной продукции планктона Рижского залива. — В кн.: Труды НИИРХ СНХ ЛатвССР, 1961, т. 3, с. 330–334.
- Юрковский А.К., Брамане А.Э.* Применение пигментного анализа для индикации колебаний первичной продукции по районам Балтийского моря в 1972–1973 гг. — В кн.: Рыбхозяйственные исследования в бассейне Балтийского моря. Рига: Звайгзне, 1975, вып. 11, с. 31–46.
- Юрковский А.К., Брамане А.Э., Юрковска В.А.* Цикл изменений пигментов фитопланктона и бактериопланктона в Балтийском море в 1974 г. — Океанология, 1976, т. 16, вып. 5, с. 830–838.
- Bagge P., Lehmusluoto P.O.* Phytoplankton primary production in some coastal areas in relation to pollution. — Merentutkimuslaitok, julk. Havsforskninginst. Skr., 1971, N 235, s. 3–18.

- Bagge P., Niemi A. Dynamics of phytoplankton primary production and biomass in Loviisa Archipelago. — Merentutkimuslaitok. julk. Havsforskningsinst. Skr., 1971, N 233, s. 19–41.
- Buch K. Eine biologisch-chemische Studie im Hafenwasser von Helsingfors. — Rapp. et proc.-verb. réun. Cons. perm. intern. explor. mer., 1931, vol. LXXV.
- Carlberg S.R. Measurement of photosynthetic pigments. Baltic waters, August 1970 — March 1972. — Medd. havsfiskelab. Lysekil, 1972, bd. 123. 21 s.
- Eidler L. Phytoplankton and primary production in the Sound. Department of marine botany University of Gothenburg. Gothenburg (Sweden), 1977.
- Fonselius S.H. On primary production in the Baltic. — JCES C.M., 1971, vol. L, 16. 8 p. (mimeo).
- Fonselius S.H. On biogenic elements and organic matter in the Baltic. — AMBIO Spec. Rept 1 Roy. Swed. Acad. Sci., 1972, p. 29–36.
- Hübel H. Die Phytoplanktonproduktion der Nord-Rügenschcn Boddengewässer—Wiss. Ztschr. Univ. Rostock. Math-naturwiss. R., 1966, Bd. 16, S. 611–613.
- Jansson B.D., Wulff F. Ecosystem analysis of a shallow sound in the Northern Baltic — a joint study by the ASKO group contributions from the Asko Lab. Univ. of Stockholm. Stockholm: Sundt offset, 1977, bd. 18. 160 p.
- Kaiser W., Schulz S. Biologische Untersuchungen während des Internationalen Ostseejahres (International Baltic Year, IBY) 1969/70. — Beitr. Meeresk., 1973, H. 32, S. 9–31.
- Lassing J., Niemi A. Parameters of production in the Baltic measured during cruises with r/v Aranda in June and July 1970 and 1971. — Merentutkimuslaitok. Julk. Havsforskningsinst. Skr., 1975, N 239, s. 34–40.
- Lindahl O. Studies on the production of phytoplankton and Zooplankton in the Baltic in 1975. — Medd. havsfiskelab. Lysekil, 1977a, N 217. 23 s.
- Lindahl O. Studies on the production of phytoplankton and zooplankton in the Baltic in 1976, and a summary of results from 1973 — 76. — Medd. havsfiskelab. Lysekil, 1977b, N 220, p. 1–30.
- Renk H. Primary production and chlorophyll content in the Baltic sea. Part II. Chlorophyll-a distribution. — Pol. arch. hydrobiol., 1973, t. 20, N 2, s. 237–255.
- Renk H. Primary production and chlorophyll content in the Baltic sea. Part III. Primary production in the southern part of the Baltic. — Pol. arch. hydrobiol., 1974, t. 21, N 2, s. 191–209.
- Rohde K.H., Schulz S. Biological production in polluted coastal waters. — Oikos, 1973, suppl. 15, p. 209–213.
- Ryther J.H. The measurement of primary production. — Limnol. and Oceanogr., 1956, vol. 1, N2, p. 72–84.
- Ryther J.H., Yentsch C.S. The estimation of phytoplankton production in the ocean from chlorophyll and light data. — Limnol. and Oceanogr., 1957, vol. 3, p. 327–335.
- Schulz S., Kaiser W. Biological effects of the salt water influx into the Gotland Basin during IBP 1769/70. — In: 2nd Baltic Symp. on Marine Biol. Stockholm, 1971.
- Schulz S., Kaiser W. Biologische Produktionbiologische Untersuchungen in der Ostsee 1972. — Fisch.-Forsch. Wiss. Schriften., 1974, Bd. 12, N 1, S. 17–22.
- SCOR UNESCO. Determination of photosynthetic pigments in sea-water: Monographs on oceanography methodology. Paris, 1966, N1, 69 p.
- Sen Gupta R. Measurements of photosynthetic production in the Baltic. — Medd. havsfiskelab. Lysekil, 1972, N 124. 22 s.
- Stemann-Nielsen E. The use of radioactive carbon (C¹⁴) for measuring organic production in the sea. — J. Cons. int. explor. mer., 1952, vol. 18, p. 117–140.
- Stemann-Nielsen E. Investigations of the rate of primary production at two Danish light ships in the transition area between the North sea and the Baltic. — Medd. Dan.fisk.-og havunders., 1964, bd. 4, N 3, s. 31–77.
- Tarkiainen E., Rinne I., Niemisto L. On the chemical factors regulating the primary production of phytoplankton in the Baltic Proper. — Merentutkimuslaitok. julk. Havsforskningsinst. Skr., 1974, N 238, s. 39–52.
- Wiktor K. The primary production of Szczecin bay. — Pol. arch. hydrobiol., 1971, t. 18, s. 1–15.
- Zmudzinski L. Eutrophierung der Ostsee und ihrer Randgewässer. — Limnologika, 1976, Bd. 10, N 2, S. 419–424.

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ФИТОПЛАНКТОНА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

В данной работе делается попытка восстановить картину последовательных сезонных изменений фитопланктона Балтийского моря. Для этого был использован ряд работ как советских, так и зарубежных исследователей [Николаев, 1950, 1953, 1957, 1961а,б, 1974; Ахметьева и др., 1979; Зернова, 1979а,б; Bragge, Niemi, 1971; Bodungen et al., 1975; Ackelfors, Lindahl, 1975; Edler, 1977, 1979; Lindahl, 1977; Alasaarela, 1979; Hurbo, 1979; Thomsen, 1979].

Сезонные изменения фитопланктона и гидрологических условий в Балтике типичны для арктобореальных вод. Однако большая меридиональная протяженность, а также мелководность наложили свой отпечаток на особенности временных изменений фитопланктона и его пространственного распределения. Если с юга на север температура воды постепенно уменьшается, так же как и соленость, а длина зимнего периода увеличивается, время наступления весеннего максимума фитопланктона сдвигается на 1-3 месяца с марта-февраля на юге до июня на севере. Число пиков фитопланктона уменьшается с трех-четырех на юге до двух-трех в центральной Балтике и одного, как обычно в полярных водах, в Ботническом и Финском заливах. На обширных мелководьях таяние льда и вегетация фитопланктона начинаются раньше, чем в глубоководных районах. Прибрежная зона Балтики велика по отношению ко всей ее акватории. В этой зоне происходят прибрежный подъем вод и интенсивное перемешивание, приводящее к поступлению большого количества биогенных элементов из придонных вод в поверхностные, что способствует развитию планктонных водорослей. Наступление весеннего максимума фитопланктона перемещается с юга на север и от берегов в море, напротив, осенний максимум раньше наступает на севере и на мелководьях.

Основываясь на экологии и происхождении видов И.И. Николаев [1950] выделил три комплекса, отличающихся определенным типом годового хода развития и пространственного распределения: 1-й морской холодноводный (арктический), 2-й морской умеренно тепловодный (бореальный), 3-й пресноводный солоноватоводный (умеренно тепловодный). Им была составлена фенологическая таблица, отражающая время массового развития 23 основных видов планктонных водорослей (четырнадцать диатомей, три перидиней, три синезеленых, два кремнежгутиковых, один хризомонад) для центральной Балтики и Рижского залива.

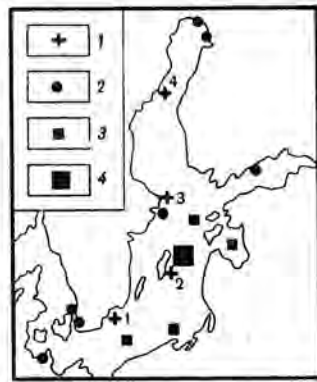
На основании анализа фитопланктона из западных и центральных районов Балтики Эдлер [Edler, 1979] описывает четыре группы видов: круглогодичные, или "базовая флора", виды, дающие весенний максимум, летний (доминирующий вид из синезеленых *Nodularia spumigena*) и осенний (из диатомей *Coscinodiscus granii*). Л.Эдлер, так же как и И.И. Николаев [1950], приводит график последовательной смены 14 основных видов планктонных водорослей (девять диатомей, два перидиней, два синезеленых, один из хризомонадовых) на трех постоянных станциях (рис. 16).

В проливе Зунд Л.Эдлер [Edler, 1977] выделил семь групп видов: весенние (восемь диатомей), весенне-летние (четыре диатомей, один из кремнежгутиковых), летне-осенние (два диатомей, пять перидиней), осенние (шесть диатомей, два перидиней, один из кремнежгутиковых), виды, образующие два максимума весной и осенью (шесть диатомей), круглогодичные виды (пять диатомей, два перидиней). Скорее всего эти авторы недоучитывали роль мелких зеленых водорослей и жгутиковых, так как обработка велась на фиксированном материале.

Общая схема сезонных изменений фитопланктона в Балтике такова: в начале года, когда света мало, вода плотная и холодная, основу фитопланктона составляют диатомей, относительно тяжелые, имеющие низкий световой оптимум, длинный период деления, способность делать запасы и не имеющие органов движения. Весной солнечная радиация усиливается, вызывая таяние льда и снега, перемешивание вод, подъем биогенных элементов в освещенную зону.

Рис. 16. Район исследований фитопланктона Балтийского моря

1 — станций, на которых были проведены многолетние исследования шведскими специалистами; 2 — постоянные станции, взятые датскими и финскими специалистами; 3 — станции, взятые однократно в 14-м рейсе п/с "Академик Курчатов"; 4 — район повторных исследований



В дальнейшем прогрев вод усиливается и наступает определенная стабильность верхнего слоя, начинается весенняя вегетация фитопланктона [Семина, 1974]. Считается, что ранней весной продукционный максимум прибрежных растений и фитопланктона проходит, как волна, по всей Балтике с юга на север. Весной преобладают виды первого и второго комплексов, по Николаеву [1950], т.е. аркто-бореальные, эвритермные и эвригалинные. По Эдлеру [Elder, 1979], это весенняя группа видов, состоящая из диатомей (*Achnanthes taeniata*, *Melosira arctica*, *Skeletonema costatum*, *Thalassiosira baltica*, *Chaetoceros holsaticum*, *Ch. wighamii*, *Ch. danicus*), перидиней *Gonyaulax catenata*, флагеллаты (5–25 мкм) и хризомонады (*Dinobryon balticum*). Один вид быстро сменяется другим, что определяется быстрыми изменениями внешней среды (свет, температура, плотность, градиент плотности в пикноклине). Эти виды отличаются быстрым темпом деления и высокой численностью. Так, например, у наиболее массовых видов *Skeletonema costatum*, *Chaetoceros wighamii* численность достигала $2,3 \cdot 10^6$ кл/л [Elder, 1979]. Весенняя вегетация фитопланктона вызывает полное исчерпание биогенных элементов в верхнем перемешанном слое. Нитраты при этом могут быть полностью потреблены уже через четыре дня [Janson, 1978]. Появляются первые фитофаги — простейшие, которые выедают как мелкий фитопланктон, так и бактерии. Со дна поднимаются яйца акарции, которые быстро развиваются. Б. Янсон считает, что после "цветения" фитопланктона большая часть водорослей непосредственно опускается и пополняет органикой придонный слой. Приблизительно одна третья часть фиксированного углерода поступает в мягкие илы весной.

Летом при сильной освещенности, высокой температуре и резкой стратификации в верхнем перемешанном слое с менее плотной водой развивается третий тип водорослей [Николаев, 1950] — солоноватоводные, а первые два типа постепенно выпадают из состава фитопланктона. Преобладают мелкие зеленые и синезеленые, более легкие, чем диатомеи. Они имеют высокий световой оптимум, короткое время между генерациями, часто подвижны. Более крупные синезеленые *Aphanisomenon flos-aquae* и *Nodularia spumigena* используют молекулярный азот из воздуха как источник питания. Сен Гупта [Sen Gupta, 1972] считает, что азот — это лимитирующий фактор развития фитопланктона в Балтике. Недостаток азота в воде преодолевают виды, фиксирующие его из воздуха. Кроме того, синезеленые способны запасать значительное количество фосфатов в своих клетках и сохранять этот уровень в течение нескольких генераций [Fogg, 1975].

Во время спокойной погоды в июле–августе вода может быть покрыта огромными плотными пятнами или полосами из *Nodularia spumigena*, плавающей на поверхности благодаря вакуолям. Такое явление продолжается несколько дней. Попытка оценить численность фитопланктона в пятнах была сделана с помощью фотографий с самолетов и спутников [Nyqvist, 1974]. В 1973 г. скопление *N. spumigena* наблюдалось вдоль побережья Ландсорта до о-ва Рюген. Было подсчитано, что оно содержит 1300–1700 т углерода. Ориентировочные подсчеты фиксированного азота во время "цветения" моря синезелеными [Ostrom, 1976] показали, что количество поступающего из воздуха азо-

та приближается к тому, которое приносят реки и сбросы из городов – результат человеческой деятельности.

В последние годы в мористых районах развитие *Nodularia spumigena* усилилось и опыты показывают, что оно стимулировалось возрастом концентрации фосфатов в воде [Horstmann, 1975]. Постоянное место развития синезеленых – зоны апвеллингов, где фосфаты поступают из глубин [Nyqvist, 1974]. У обоих видов синезеленых годовой пик развития наступает раньше в южной части Балтики и позже в северной.

После летнего спада развития синезеленых осенью начинают вновь вегетировать диатомей и перидиней (второй комплекс по Николаеву). В этот период вода охлаждается быстрее на севере и медленнее на юге, усиливается перемешивание, особенно благодаря осенним штормам, пикноклин постепенно заглубляется и исчезает. Разложение опустившихся остатков летнего "цветения" водорослей способствует регенерации биогенных элементов, а перемешивание – их выносу в освещенную зону.

Именно в период перехода от лета к осени и интенсивной вегетации *Coscinodiscus granii* проходил 14-й рейс нис "Академик Курчатов" в октябре 1973 г. [Ахметьева и др., 1979; Зернова, 1979, 1980]. Если в северной части моря заканчивалось "цветение" летне-осенних видов (доминировала *Aphanisomenon flos-aquae*), так же как в юго-западном районе, где преобладал *Chaetoceros danicus*, то в центральном районе удалось проследить постепенное продвижение от берега в море максимума *Coscinodiscus granii*. О том, что на участке с высокой концентрацией этого вида происходит его интенсивная вегетация, свидетельствуют делящиеся клетки. Прослеживается также некоторое измельчание створок.

Осеннее "цветение" фитопланктона практически полностью исчерпало запасы биогенных элементов в центральной и южной части Балтики. Район массового развития *Coscinodiscus granii* полностью совпадал с районом низких (менее 0,1 мкг-ат/л) концентраций минеральных форм фосфатов и нитратов в слое 0–50 м. Напротив, в этом же слое органические формы азота и фосфора составили 70–90% от их валового количества. Была обнаружена прямая связь между величиной биомассы сетяного фитопланктона в слое 0–50 м и средним содержанием $C_{орг}$ [Ахметьева и др., 1979]. Приведенная в этой работе карта биомассы сетяного фитопланктона дает наглядное представление об уровне развития планктонных водорослей в этот период. Довольно четко выделяются три района. Северный характеризуется умеренными величинами биомассы, юго-западный низкими и только от Гданьской бухты на север тянется язык высокой биомассы фитопланктона. Именно в этом районе вегетировал *Coscinodiscus granii*.

Благодаря тому что в 16-м рейсе нис "Академик Курчатов" батометрические сборы проводились через каждые 10 м, это дало возможность детально проследить изменения вертикальной структуры фитоценоза [Зернова, 1979–1980] (рис. 17). В северной части Балтики, где заканчивалась летняя вегетация (ст. 1392), в поверхностном слое преобладали жгутиковые, диатомей, синезеленые. Однако глубже 50 м в планктоне практически остались одни диатомей, а численность остальных отделов резко уменьшилась. Это был единственный случай в период исследования, когда жгутиковые были основным доминантом.

В начале осени верхний перемешанный слой часто отличался по флоре от слоя под термоклином: в первом преобладали осенние виды, а во втором – летние. Наиболее яркий пример разносезонного состояния фитопланктона (рис. 17) был отмечен в середине октября в южном районе (ст. 1416). Сравнительно высокая численность и особенно биомасса фитопланктона в поверхностных слоях связана с началом развития *Coscinodiscus granii*, а у дна – с таким весенне-летним видом, как *Thalassiosira nordenskioldii* (120 000 кл/л), и *Fragilariopsis oceanica* (18 000 кл/л), у которой происходило образование покоящихся спор.

Интенсивная осенняя вегетация диатомей началась в середине октября. В этот период фитопланктон по своему составу становится одинаковым от

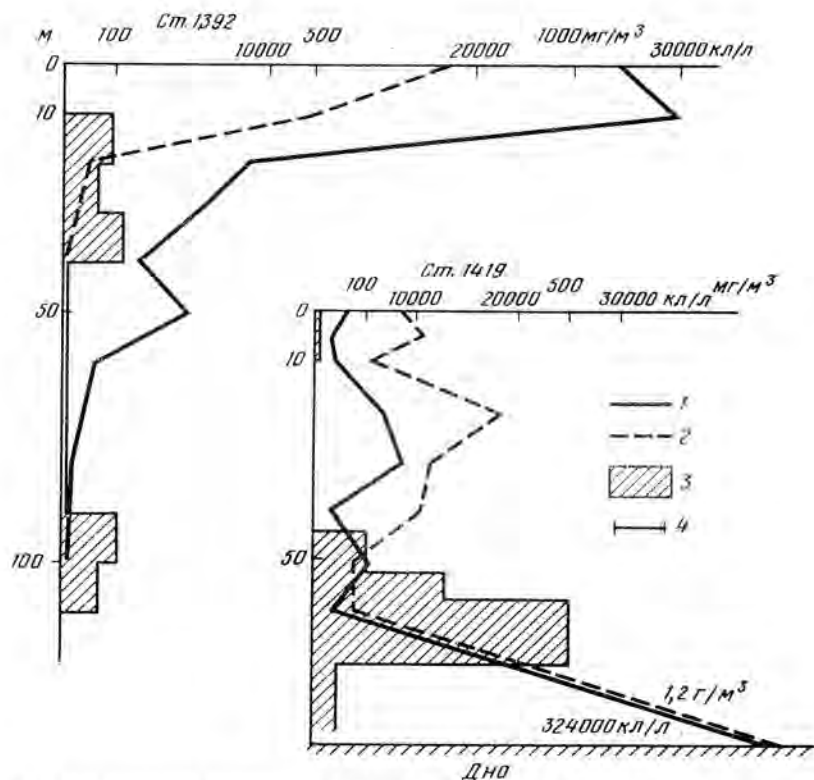


Рис. 17. Особенности вертикальной стратификации фитопланктона

1 – вертикальное распределение численности фитопланктона; 2 – биомасса фитопланктона; 3 – условная плотность; 4 – масштаб условной плотности (1 см равен 100 условным единицам)

поверхности до максимальных глубин. В период исследования происходило не только увеличение численности *Coscinodiscus granii* – основного осеннего вида, но и изменение характера его вертикального распределения (рис. 18). Это хорошо видно при сопоставлении вертикального распределения четырех, взятых в центральной Балтике станций с интервалом в одну-две недели, а также одной станции, взятой 10 октября 1949 г. И.И. Николаевым [1957] в центральной части Готландской впадины. Vegetация *C. granii* началась в октябре в поверхностном слое 0–10 м (ст. 1392), глубже 20–30 м этот вид скорее всего еще не успел проникнуть, хотя небольшое увеличение численности наблюдалось в галоклине (60–70 м). Примерно через две недели *C. granii* достиг своего наибольшего развития (ст. 1435, 20 октября), во время которого он уже стал многочисленным во всем верхнем перемешанном столбе воды. В конце октября характер вертикального распределения *C. granii* несколько изменился (ст. 1447, 29 октября), число пиков возросло до четырех. Резкое уменьшение численности произошло у поверхности, тогда как концентрация клеток значительно возросла на глубине 90 и 120 м. В среднеглубинных слоях этот вид продолжал оставаться столь же многочисленным, как и в предыдущий период исследования (ст. 1435). Итак, если положение верхнего максимума (0–10 м) скорее всего связано с интенсивной вегетацией водорослей в хорошо освещенном слое воды, с их физиологическим состоянием, возрастом, плавучестью, то положение второго пика (45–50 м) определялось глубиной залегания термоклина и, наконец, глубинный пик – положением и величиной галоклина, в котором скапливались начавшие отмирать клетки. Отмеченные выше особенности вертикального распределения *C. granii* в центральной и юго-восточной Балтике можно отнести к фитопланктону в целом, так как это был основной доминирующий вид. Поверхностный и практи-

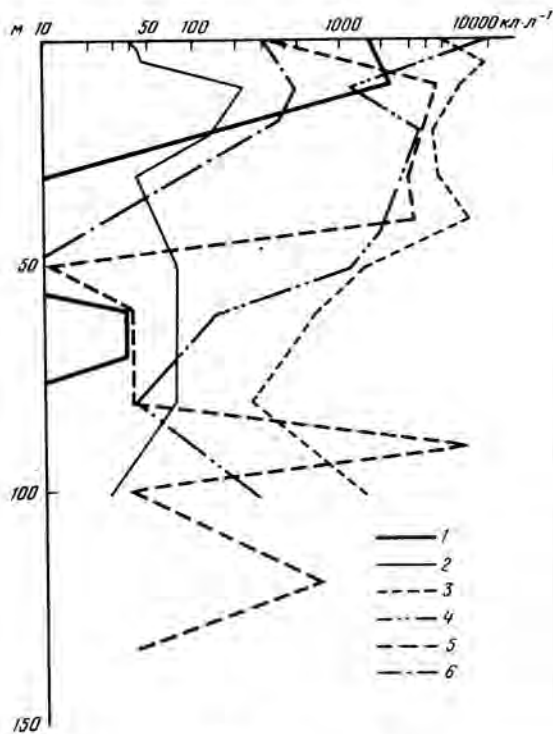


Рис. 18. Особенности вертикального распределения *Coscinodiscus granii* в октябре 1973 г.

1 — ст. 1392, 6 октября; 2 — ст. 1432, 19 октября; 3 — ст. 1434, 20 октября; 4 — ст. 1435, 20 октября; 5 — ст. 1447, 29 октября; 6 — станция, взятая в этом же районе И. И. Николаевым [1957] 10 октября 1949 г.

чески единственный максимум, так четко выраженный в раннеосенний период, постепенно уменьшался и исчезал. Роль среднеглубинных пиков в термоклине увеличивалась. После окончания осенней вспышки количество водорослей убывало, а их распределение делалось равномерным. Толщина трофогенного слоя возрастала за время исследования с 0–20 м в начале октября до 0–50 и 0–90 м в конце месяца. Все эти изменения происходили в период

усилившегося вертикального перемешивания вод, постепенного заглупления и исчезновения сезонного термоклина и уменьшения почти в два раза величины максимального градиента плотности. Усилившийся обмен поверхностных и глубинных вод, а также регенерация биогенных элементов, особенно нитратов, концентрация которых к концу октября начала постепенно возрастать, благоприятно сказались на осенней вегетации диатомей.

Рассмотрим далее более детально сезонные изменения фитопланктона в отдельных локальных районах. В 1972 г. такие наблюдения проводились в Кильской бухте [Bodungen et al., 1975] (табл. 7). Начало весеннего пика приходится на первые числа марта, а самый максимум на середину месяца. Доминируют *Detonula confervaceae*, *Skeletonema costatum*. В мае наступает второй максимум, но на этот раз связанный с массовым развитием перидиней (*Exuviaella baltica*). В конце июля у синезеленых прослеживается небольшой пик. Однако третий максимум общей биомассы был связан не с их развитием, а вновь с вегетацией диатомей (*Rhizosolenia faeroensis*) в конце августа. Глубокой осенью диатомей вновь замещаются перидинейми (*Ceratium fusus*), максимум которых приходится на начало ноября. Жгутиковые имели два основных максимума развития в середине апреля и в конце мая, совпадающие с максимумом развития *Exuviaella baltica*. Что касается фосфатов, то их концентрация резко уменьшилась уже в середине марта, в самом начале весеннего развития фитопланктона. Минимум биогенов сохранялся с апреля и до середины июля, после чего наступил период медленного возрастания уровня концентрации фосфатов. И лишь с середины ноября после последней четвертой вспышки фитопланктона концентрация фосфора резко возросла. Для этого района характерно сложное изменение структуры фитопланктонного сообщества — переход в течение года от автотрофного цикла при доминировании диатомей и при определенном запасе биогенных элементов к полугетеротрофному циклу, когда доминируют перидинейи, а в дальнейшем при почти полном их исчерпании к третьему типу питания — использованию азота из воздуха синезелеными водорослями. Как мы увидим дальше, эта схема развития фитопланктона сохранялась в общих чертах в водах южной и центральной Балтики.

В 1972–1973 гг. были проведены исследования в проливе Зунд в трех точках (северная — Свинбаден, центральная — у о-ва Вен, южная — Калькгрун-

Таблица 7

Величина годового максимума биомассы фитопланктона и его среднегодовое значение

Район исследования и автор работы	Год наблюдения	Время наступления максимума	Максимум, г/м ²	Среднегодовая биомасса, г/м ²
Северное побережье Финского залива [Bragge, Niemi, 1971]				
Хастолмсфиорд	1968	Май	164	20
Хюдофиорд	1968	"	235	44
Ботнический залив (ст. 4) [Ackelfors, Lindahl, 1975]	1973	"	13,7	2,5
Ботнический залив [Alasaarela, 1979]				
Оулу	1976	Июнь-июль	9 г/м ³	
Кеми	1976	"	2 г/м ³	
у г. Стокгольм [Norbo, 1979]	1976	Апрель-май	64	12
Аландское море (ст. 3) [Ackelfors, Lindahl, 1975]	1973	Апрель	16,5	2,1
	1975	"	31,7	4,2
	1976	"	35	7,2
Район к востоку от о-ва Готланд [Ackelfors, Lindahl, 1975] (ст. 2)	1973	Июль	3,8	0,7
	1975	Апрель-май	4,7	2
	-	Июль	3,8	-
	1976	Май	40	5,6
Район к северу от о-ва Борнхольм [Ackelfors, Lindahl, 1975] (ст. 1)	1973	Февраль	2	1,1
		Апрель	3	
		Октябрь	3	
	1975	Сентябрь	11	1,8
	1976	Апрель	98,3	4,1
Рижский залив [Николаев, 1961]	1947	Май	3 г/м ³	0,7 г/м ³
Кильская бухта [Bodungen et al., 1975]	1972	Март	180	60
		Июнь	140	
		Сентябрь	140	
		Ноябрь	120	
Пролив Зунд [Edler, 1977]	1972	Февраль	5,6	8,8
Свинбален		Июнь	22	
		Сентябрь	40	
	1973	Февраль	26	17,6
		Март	26	
		Июнь	36	
		Август	42,5	
		Октябрь	32	
Остров Вен	1972	Июнь	16	10
		Сентябрь	28	
		Октябрь	48	
	1973	Март	32	20
		Июнь	44,6	
		Август	43	
		Октябрь	28	
Калькгрундет	1972	Апрель	2,2	2,8
		Сентябрь	8,4	
		Ноябрь	8,4	
	1973	Май	11,6	13,2
		Июль	86,2	
		Октябрь	13	

дет) [Edler, 1977]. В проливе происходит резкий перепад солености от 6‰ на юге до 35‰ на севере. Годовой цикл фитопланктона в 1973 г. несколько отличен от такового в 1972 г. как по числу водорослей и числу пиков, так и по составу доминантов (табл. 7). Если на большинстве станций в 1972 г. прослеживалось три пика, то в 1973 г. четыре, что, возможно, связано с более частым пригоком более соленых вод из пролива Каттегат и более интенсивной вегетации, часто одного вида. Сезонные изменения фитопланктона на каждой из трех точек также отличаются между собой как по числу максимумов, так и обилию водорослей. На двух северных станциях фитопланктон был более обилен, чем на южной, так же как число пиков больше на севере (4), чем на юге (3).

Диатомеи доминируют в проливе Зунд большую часть года. Иногда в марте на первое место выходят перидинеи, а с августа по декабрь — жгутиковые. В период зимнего минимума преобладали диатомеи (*Actinocyclus octonaris*, *Coscinodiscus*, *Porosira glacialis*). С конца марта и до середины апреля вегетировали *Chaetoceros diadema*, *Ch. holsaticus*, *Ch. socialis*, *Ch. teres*, *Ch. wighamii*, *Detonula confervacea*, *Skeletonema costatum*, *Dinobryon balticum*). В переходный период от зимы к весне развивались *Achnanthes taeniata*, *Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiosira nordenskioldii* (первая стадия сукцессии по Эдлеру).

В середине мая появились перидинеи из рода *Ceratium*, *Peridinium*, а также диатомеи *Rhizosolenia alata*, *Rh. fragilissima* (вторая стадия). Летом после прогрева воды до температуры 17° и более развиваются синезеленые. Они особенно многочисленны в загрязненных районах (третья стадия). Осенью смена видов была не такой четкой, как весной. К летним и круглогодичным видам добавились *Chaetoceros affinis*, *Ch. brevis*, *Nitzschia pungens*, *Rhizosolenia pungens*, *Ceratium furca*, *Cer. macroceros* (четвертая стадия). В октябре наступил последний за год максимум фитопланктона, часто превышающий весенний по величине биомассы.

На трех постоянных точках (рис. 18) над глубинами 30–50 м в 10–20 милях от берега (к северу от о-ва Борнхольм — 1, к востоку от о-ва Готланд — 2 и в Аландском море — 3) проводились наблюдения за фитопланктоном в 1973, 1975, 1976 гг. [Ackelfors, Lindahl, 1975a,b; Lindahl, 1977; Edler, 1979] (табл. 7). Сопоставляя результаты трехлетних наблюдений, можно четко выделить теплые 1973 и 1975 гг. и более холодный 1976 г. В теплые годы весенний максимум фитопланктона в значительной степени выедается зоопланктоном. Поэтому колебания биомассы в 1973 и 1975 гг. меньше, а биомасса ниже, чем в 1976 г. Именно после холодной зимы биомасса фитопланктона в период весеннего пика была максимальной за время исследования. В Аландском море, отличающемся более суровым климатом, в частности льдами зимой 1976 г., весенний максимум фитопланктона, так же как осенний, был выражен более четко, чем на двух более южных станциях. В целом колебания биомассы фитопланктона отличаются быстротой, пики развития одного вида всегда кратковременны. Более продолжительный общий максимум обычно связан с последовательной вегетацией нескольких видов. Максимальная биомасса всегда отмечалась весной. Общую схему развития отдельных видов мы уже рассмотрели ранее, когда говорили о схеме Эдлера [Edler, 1979]. Существенным представляется то, что состав массовых видов планктонных водорослей на всех трех станциях по существу один и тот же, хотя по срокам наступления весеннего максимума, продолжительности и интенсивности развития видов они отличаются между собой. Как считает Линдаль [Lindahl, 1977], большинство видов можно обнаружить в предсказуемом месте и времени.

В южной части Аландского моря в 70 м от Стокгольма (вблизи ст. 3) в 1975–1976 гг. также изучался фитопланктон [Hurbo, 1979]. Ценно то, что пробы собирались не реже одного раза в неделю. Выделено семь стадий развития. Сравнивая величины биомассы, полученные у Стокгольма и несколько севернее в Аландском море (табл. 7), видно, что максимальная биомасса у Стокгольма почти в два раза выше, чем в Аландском море в один и тот же

1976 г. практически при том же составе фитопланктона. Скорее всего различие в количестве планктонных водорослей связано с эвтрофицирующим влиянием шведской столицы на близлежащие районы моря.

Примерно на 1° севернее Стокгольма в Финском заливе в фиордах над глубинами в 20 м были проведены исследования фитопланктона в 1967-1969 гг. [Bagge, Niemi, 1971]. Авторы выделяют пять стадий развития фитопланктона. Во время предвесенней стадии непосредственно до и после вскрытия льда (который образуется в ноябре, а тает в марте) фитопланктона мало, и он состоит в основном из голых жгутиковых и весенних видов диатомей (апрель - начало мая). В период весеннего максимума в мае или начале июня биомасса фитопланктона увеличивается примерно в 100-200 раз за счет вегетации диатомей - *Chaetoceros*, *Thalassiosira baltica*, *Skeletonema costatum*, *Diatoma elongatum*, *Melosira arctica*, *Achnanthes taeniata* и наиболее массовой в этом сообществе перидиней - *Goniaulax catenata*. Летний минимум начинается в июне. Диатомей постепенно выбывают из состава фитопланктона, остаются лишь *Stephanodiscus*, *Cyclotella*, *Diatoma elongatum*. Но уже в июле-августе начинается рост синезеленых (*Aphanizomenon flos-aquae*, *Gomphosphaeria*) и мелких зеленых (*Carteria*, *Scenedesmus*), криптомонадовых и хризомонадовых, которые развиваются в основном у поверхности. Напротив, у дна встречаются крупные диатомей - *Actinocyclus*, *Coscinodiscus* и перидиней *Dinophysis*. Считается, что относительно небольшая поверхность наннопланктона облегчает потребление нитратов по сравнению с более крупными водорослями. У наннопланктона жизненный цикл короче, круговорот биогенных элементов в таком фитоценое убыстряется, особенно при высокой температуре. Летом глубина трофогенного слоя была наибольшей при высокой освещенности и низкой биомассе фитопланктона. Глубина трофогенного слоя уменьшалась к осени по мере ослабления солнечной радиации.

Ранней осенью (сентябрь - октябрь) биомасса фитопланктона несколько возросла за счет развития синезеленых (*Gomphosphaeria*) в 1967 г. и диатомей и перидиней (*Dinophysis ovum*) в 1968 г.

Поздней осенью (ноябрь) биомасса фитопланктона вновь доходила до минимума. В фитопланктоне оставались лишь немногочисленные виды диатомей (*Skeletonema*, *Chaetoceros*, *Thalassiosira*, *Cyclotella*, *Melosira arctica*, *Diatoma elongatum*) и синезеленых (*Gomphosphaeria*).

П. Багге и А. Ниemi [Bagge, Niemi, 1971] считают, что небольшая величина весеннего пика, четкий летний максимум, так же как характер смены видов, указывают на отсутствие эвтрофикации этих вод в конце 60-х годов. Однако появление *Oscillatiria agardii*, которая обильна в заливе у Хельсинки и все же встречалась в исследованных фиордах, указывает, по мнению авторов, на слабую эвтрофикацию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многообразный характер развития фитопланктона в течение исследованных лет представлен в табл. 7, отражающей величину и время наступления максимума, а также среднемесячное количество фитопланктона. По этим показателям четко выделяются районы, где существует только один пик развития водорослей (северная Балтика, в том числе Ботнический [Alasaarela, 1979] и Финский заливы); районы, где число пиков от одного до трех меняется в зависимости от температурных условий: один четкий весенний пик образуется после холодной зимы, два или три максимума после теплой (средняя Балтика); и, наконец, три-четыре пика почти равных последовательно возникают в юго-западном районе.

По величине основного максимума фитопланктон в фиордах Финского залива находится практически на одном уровне с величиной четырех пиков в Кильской бухте. На порядок ниже величина пиков в Зунде и некоторых районах северной и средней Балтики в том случае, когда весенний пик четко выражен. Если в течение года прослеживается два-три пика, то их биомасса еще ниже - граммы под одним квадратным метром.

Благодаря тому что в последние годы был проведен ряд круглогодичных наблюдений за фитопланктоном Балтийского моря, стало возможным оценить среднемесячное количество фитопланктона в отдельных районах, т.е. количество фитопланктона за вегетационный период, деленное на 12 месяцев [Усачев, 1947]. Показатель, предложенный П.И. Усачевым для арктобореального фитопланктона, дает ориентировочное представление о его годовой продуктивности. Максимальная среднемесячная биомасса фитопланктона образуется в Кильской бухте (60 г/м^2) в результате многократных всплеск развития фитопланктона. Примерно такого же уровня достигает среднемесячная биомасса в фиордах Финского залива ($20\text{--}40 \text{ г/м}^2$), у Стокгольма (12 г/м^2) и в проливе Зунд. Во всех этих районах были обнаружены первые признаки эвтрофикации, отразившиеся как на составе, так и на структуре фитоцены.

В остальных исследованных районах среднемесячная биомасса измерялась несколькими граммами под квадратным метром. Сопоставление данных 1973, 1975 и 1976 гг. показывает, что год от году биомасса на этих станциях возрастала. Как упоминалось выше [Ackelfors, Lindahl, 1975; Lindahl, 1975], это явление объясняется чередованием теплых (1973, 1975 гг.) и холодных (1976 г.) лет, влияющих на более раннее в первом случае и более позднее во втором развитие растительного планктона, выедающего весенний максимум водорослей. Однако, учитывая общий рост эвтрофикации моря, мы можем предположить, что не одна холодная зима и замедленный весенний рост зоопланктона стали причиной повышения биомассы водорослей, но и увеличение антропогенного загрязнения. Учитывая общую мелководность Балтики, а также результаты, полученные в 14-м рейсе нис "Академик Курчатов" по всей акватории моря, где практически отсутствует резкая граница между прибрежными и мористыми станциями, мы можем считать, что постоянные станции 1-3 относительно правильно отражают уровень развития фитопланктона во всем море.

Проведенные в 1976 г. Б.Я. Калевской наблюдения в открытой части Балтийского моря показали, что весной биомасса фитопланктона достигает 678 мг/м^3 , а в Рижском заливе — 5640 мг/м^3 . Таким образом, на основании сопоставления вышеприведенных величин средней биомассы фитопланктона Балтийское море следует относить к мезотрофным районам, а некоторые его бухты и заливы как на севере, так и вдоль южного и юго-восточного берега к эвтрофным. В этих районах велика роль жгутиковых и мелких зеленых водорослей.

ЛИТЕРАТУРА

- Азметьева Е.А., Чернякова А.М., Зернова В.В. Взаимосвязь гидрохимических характеристик вод с фитопланктоном во впадинах Балтийского моря. — Океанология, 1979, т. 19(1).
- Зернова В.В. О вертикальном распределении планктонных водорослей Балтийского моря. — Океанология, 1979, т. 19(6).
- Зернова В.В. Фитопланктон Балтийского моря осенью 1973 г. — В кн.: Донная флора и продукция краевых морей СССР. М.: Наука, 1980.
- Кобленц-Мишке О.И., Ведерников В.И. Ориентировочное сопоставление первичной продукции и количества фитопланктона на поверхности океана. — Океанология, 1973, т. 13(1).
- Николаев И.И. Основные эколого-географические комплексы фитопланктона Балтийского моря и их распределение. — Ботан. журн., 1950, т. 85(6).
- Николаев И.И. О "цветении воды" в Балтийском море. — Зоол. журн., 1954, т. 33(3).
- Николаев И.И. Биологические сезоны Балтики. — Труды Латв. отд. ВНИРО, 1957, т. 2.
- Николаев И.И. Некоторые общие закономерности биологии и распределения массовых видов фауны и флоры Балтийского моря в связи с гидрологическими особенностями водоема. — Океанология, 1961, т. 1(6).
- Николаев И.И. Краткая количественная характеристика планктона Балтийского моря. — Труды БалтНИРО, 1961, 7.
- Николаев И.И. Основные тенденции в биологии современной Балтики. — Океанология, 1974, т. 14, вып. 6.
- Семина Г.И. Фитопланктон Тихого океана. М.: Наука, 1974.
- Усачев П.И. Общая характеристика фитопланктона морей СССР. — Успехи соврем. биологии, 1947, т. 23, № 2.
- Ackelfors H., Lindahl O. Investigations on primary phytoplankton production in the Baltic in 1973. — Medd. havsfiskelab. Lysekil, 1975a, bd. 179.

- Ackelfors H., Lindahl O. Investigations on primary phytoplankton production in the Baltic in 1974. — Medd. havsfiskelab. Lysekil, 1975b, bd. 195.
- Alasaarela Erkki. Ecology of phytoplankton in the north of the Bothnian Bay: Taxonomy and Ecology of Microalgae in Marine and Brackish water Environment. — Proc. Nord. Sym., Tvärminne Zool. Stat., Aug. 24–31, 1978. Acta bot. fenn., 1979, N 110.
- Bagge P., Niemi A. Dynamics of phytoplankton primary production and biomass in Loviisa archipelago (Gulf of Finland). — Merentutkimuslaitok. julk., 1971, N 239.
- Bodungen B., Brockel K., Smetacek V., Zeitzschel B. Ecological studies on the plankton in the Kiel Bight. I Phytoplankton. — Merentutkimuslaitok. julk., 1975, N 6 (239).
- Braarud T., Gaarder K., Grøntved I. The phytoplankton of the North Sea and adjacent waters in May, 1948. — Rapp. et procès-verbaux réunions. Conseil perman. intern. explor. mer., 1953, bd. 133.
- Eddler L. Phytoplankton and primary production in the Sound. Dep. Mar. Bot. Univ. Gothenburg (Sweden), 1977.
- Eddler L. Phytoplankton succession in the Baltic Sea. — Acta bot. fenn., 1979, t. 110.
- Fogg G.E. Algal cultures and phytoplankton ecology. L., 1975.
- Horbo R. Stages of annual phytoplankton succession in the Akso area (Northern Baltic Sea). — Acta bot. fenn., 1979, t. 110.
- Horstmann U. Eutrophication and mass production of bluegreen algae in the Baltic. — Merentutkimuslaitok. julk., 1975, N 239.
- Jansson B.O. The Baltic — a systems analysis of a semi-enclosed Sea: Advances in oceanography / Ed. by H. Charnock, G. Decon., 1978.
- Lindahl O. Studies on the production of phytoplankton and zooplankton in the Baltic in 1975. — Medd. Havsfiskelab. Lysekil, 1977, bd. 217.
- Nyqvist B. Osterjon bloomar. — Forsk. och framsteg, 1974, bd. 6.
- Ostrom B. Fertilization of the Baltic by nitrogen fixation in the bluegreen alga *Nodularia spumigena*. — Remote Sens. Environ., 1976, vol. 4.
- Sen Gupta R. Inorganic nitrogen compounds in ocean stagnation and nutrient resupply. — Science, 1968, vol. 24.
- Sen Gupta R. Photosynthetic production and its regulating factors in the Baltic Sea. — Mar. Biol., 1972, vol. 17.
- Thomsen H.A. A qualitative analysis of phytoplankton in the open Danish waters 1975–1977: The Belt project. Denmark: The National Agency of Environment Protection, 1979.

ЛЕТНИЙ ИХТИОПЛАНКТОН БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Материал собран во время 26 А рейса нис "Академик Курчатов" в июле 1978 г. В биологическую программу входили количественные (батометрические) и качественные (сетные) сборы зоопланктона. Из сетных сборов удалось получить материал по ихтиопланктону. Сетные пробы были взяты на 63 станциях равномерно по всем полигонам (рис. 19). Использовалась сеть конструкции WP-2, диаметр входного отверстия 57 см, газ № 76 [Ackelfors, 1972]. Проводились вертикальные ловы дно — поверхность. Пересчет выловленной икры и личинок производился на 1 м² площади.

В результате обработки проб и видовой идентификации в изучаемый период обнаружена икра, личинки и мальки следующих рыб: балтийская килька, или шпрот, *Sprattus sprattus balticus*; салака *Clupea harengus membras*; балтийская треска *Gadus morhua callarias*; песчанка *Ammodytes tobianus*; бычок *Pomatoschistus minutus*.

Балтийская килька — *Sprattus sprattus balticus* (Schreider), или шпрот, широко распространена в пределах Балтийского моря от Финского залива на восток до берегов Дании [Казанова, 1954]. Она встречается как в открытой части моря, так и в заливах. Различают кильку прибрежных вод и кильку открытых районов моря. Кроме того, килька делится на весенне- и осеннерестующую. В наших пробах встречались икра и личинки весеннерестующей кильки. Обычно нерест ее происходит в период с апреля по июль, причем в южных районах нерест происходит в апреле — мае, в северных в мае — июне, в отдельные годы в июне — июле [Виноградов и др., 1960]. Несмотря на то что сборы проходили в июле, в пробах встречено большое количество икры и личинок кильки (рис. 20), причем на Готланском, Гданьском, Клайпедском и Рижском по-

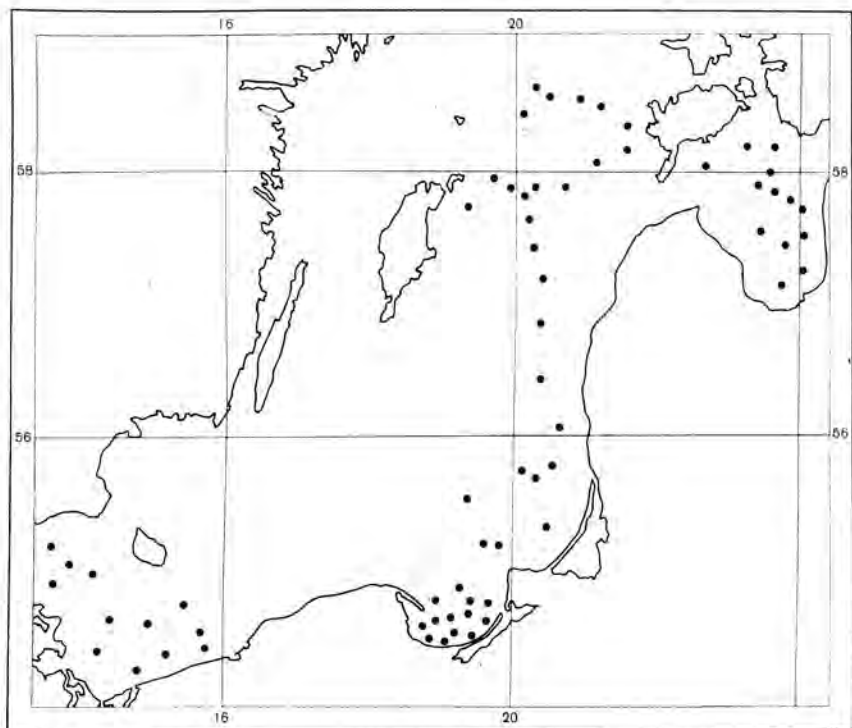


Рис. 19. Расположение ихтиопланктонных станций

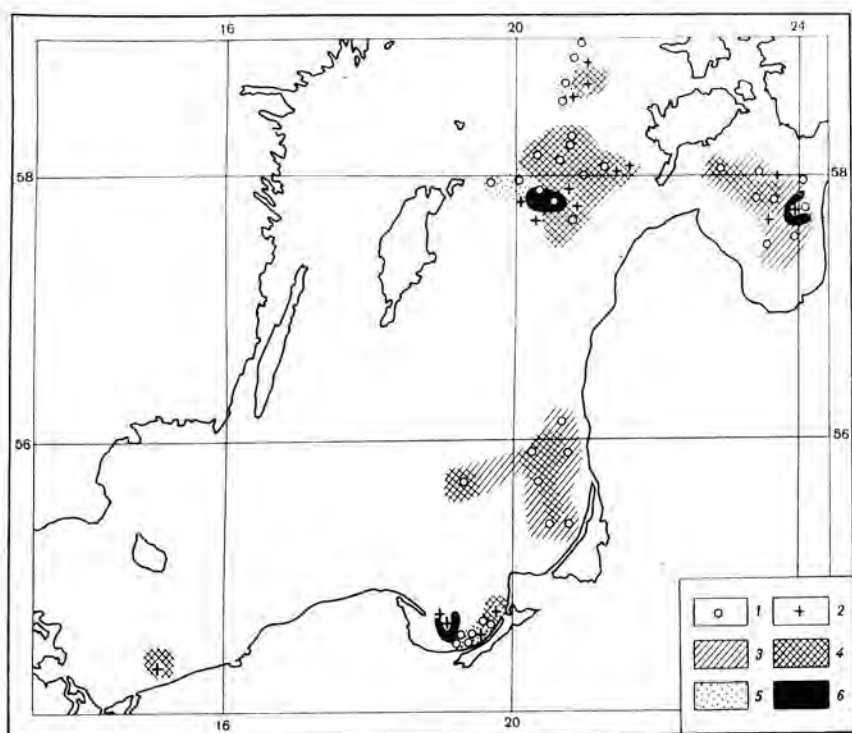


Рис. 20. Места выловов икры (1) и личинок (2) балтийской кильки
 3 - 5 - 10 экз; 4 - 10 - 50 экз; 5 - 50 - 100 экз; 6 - > 150 экз.

лигонах килька доминировала в пробах, составляя около 60% численности всего ихтиопланктона. Столь растянутый нерест можно, вероятнее всего, объяснить тем, что в нерестовый период, т.е. апрель - июнь, температура воды была ниже нормы.

Килька открытой части моря имеет три самостоятельных стада, что хорошо видно по нашим данным (рис. 20): килька Готланской впадины, Гданьского залива и района о-ва Борнхольм.

В июле в районах Готланской впадины и Гданьского залива наблюдался интенсивный нерест. Особенно большое количество икры и личинок было выловлено над большими глубинами в районе Готланской впадины. Здесь икра и личинки встречались во всех пробах, максимальное количество икры на 1 м² площади было 348 икринок, размеры ее варьировали от 1,2 до 1,62 мм, причем встречались как икра на самых ранних стадиях развития (стадии дробления), так и крупные личинки 10-11 мм, что говорит о давно начавшемся и продолжающемся нересте. Температура поверхностного слоя воды в этот период была ниже нормы, но приемлемой для нереста -14,2-14,8°C.

В Гданьском заливе в больших количествах встречалась икра размером 1,22-1,5 мм, максимальное количество икры - 344 икришки на 1 м², личинки попадались реже и небольших размеров, самые крупные личинки были 7,3 мм длиной, что говорит, видимо, о начавшемся позже нересте. Температура поверхностного слоя воды в исследуемый период составляла 15-16°C, что оптимально для нереста.

В районе о-ва Борнхольм личинки были встречены лишь на одной станции; в это время нерест кильки здесь, очевидно, уже был завершен.

Нерест прибрежной кильки отмечен нами на Клайпедском полигоне и в Рижском заливе.

На Клайпедском полигоне встречалась только икра, личинок не было встречено совсем, причем подавляющее количество икринок были на ранних стадиях развития, размером 1,2-1,23 мм, самая крупная икра достигала размеров 1,5 мм. Все это свидетельствует о том, что нерест в этом районе начался недавно, хотя обычно нерест прибрежной кильки начинается в апреле - мае [Бирюков, 1956, 1968]. Видимо, это связано с низкой температурой воды в апреле - мае. Во время наших наблюдений температура воды достигла оптимума -15-16°C.

В Рижском заливе встречалось большое количество икры прибрежной кильки: максимум 172 икришки на 1 м². На двух станциях были встречены и личинки размером 5,6-6,3 мм. Видимо, нерест здесь начался несколько раньше, чем на Клайпедском полигоне, но все же позже обычных сроков.

Балтийская треска - *Gadus morhua callarias* (Linne). Второе место по встречаемости в пробах занимают икра и личинки трески. Это важнейшая промысловая рыба Балтики. По ряду морфологических и экологических признаков треску Балтики разделяют на две популяции: треска западной Балтики и собственно балтийская треска [Бирюков, 1971а, б].

Нерест трески происходит в течение длительного периода, с февраля - марта до сентября - октября в западных районах и с марта до августа в центральных. Нерестится треска, как правило, в удаленных от берега районах и над относительно большими глубинами - не менее 80-100 м [Казанова, 1954].

Треска западной Балтики нерестится в основном в Кильской, Мекленбургской бухтах и в Арконской впадине [Бирюков, 1971а, б]. В наших сборах икра трески западной Балтики была встречена на полигоне "Одер" (рис. 21), но несколько восточнее, чем указывают предыдущие авторы. Икра мелкая - 1,45-1,6 мм в диаметре, поэтому маловероятно, что она вынесена сюда из более западных районов. Видимо, и здесь возможен нерест трески западной Балтики, но из-за небольших глубин, очевидно, не может быть массовым.

Основные районы нереста собственно балтийской трески расположены в Борнхольмской, Гданьской и Готланской впадинах. Эти районы отличаются большим постоянством гидрологического режима [Бирюков, 1971а]. По нашим данным, нерест в изучаемый период наблюдался в центральной части Балтийского моря на наиболее глубоких участках, характеризующихся высокой соленостью -

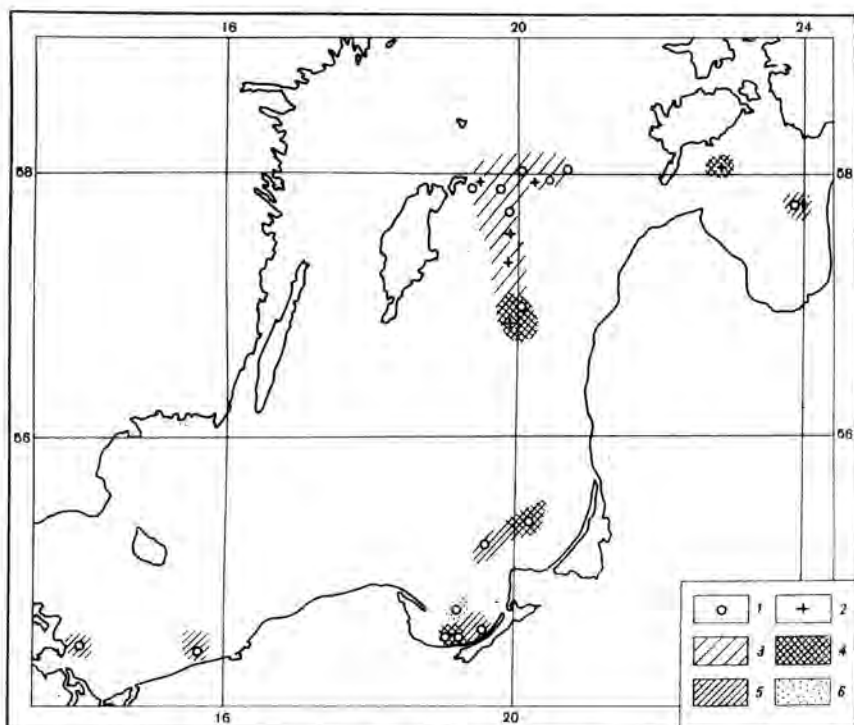


Рис. 21. Места выловов икры (1) и личинок (2) трески
3 - до 5 экз.; 4 - 10-50 экз.; 5 - 5-10 экз.; 6 - 50-100 экз.

8-11%, в районе между островами Готланд и Сааремаа и в Гданьской бухте. Кроме того, икра и личинки были выловлены в открытой части Рижского залива (рис. 21), хотя некоторые авторы [Казанова, 1954; Бирюков, 1971б] считают, что нереста в Рижском заливе не происходит из-за небольших глубин и низкой солености (наши полигоны были сделаны над глубинами 30-40 м при солености 5,6-6,3‰).

Салака - *Clupea harengus membrus* Linne - одна из самых распространенных промысловых рыб Балтийского моря. Она распространена повсеместно как в открытой части моря, так и в заливах. Различаются две расы салаки: весенняя и осенняя. Первая мечет икру у берегов с апреля до начала июня, вторая - в более глубоких районах Балтики (вдали от берегов) в ноябре или в августе - сентябре. Икра у салаки донная, откладывается на водоросли [Казанова, 1954; Раннак, 1967]. В наших пробах из-за отсутствия донных сборов икра отсутствует, но о наличии нереста весенненерестующей салаки в Рижском заливе и Гданьской бухте можно судить по личинкам в пробах (рис. 22).

В Рижском заливе выловы личинок были незначительные, личинки обнаружены лишь на трех станциях - шесть личинок на 1 м² площади, личинки довольно крупные - 6,8-12,9 мм, что свидетельствует о том, что нерест в этом районе уже прошел.

В прибрежных районах Гданьской бухты было выловлено большое количество личинок салаки. Максимальное количество личинок в этом районе на 1 м² достигало 74, причем здесь встречались и мелкие личинки, размером 1,25-1,3 мм; выловленные в конце июня, что говорит о продолжающемся нересте вопреки обычным срокам и что, вероятнее всего, связано с низкой температурой воды в нерестовый период. Пробы, взятые в этом же районе в середине июля, уже содержат только крупные личинки, размером 7,4-13,3 мм, и мальков, 23-24 мм длиной; нерест в это время, видимо, уже завершен.

Песчанка - *Ammodytes tobianus* L., *Ammodytes lanceolatus* Les. - промыслового значения не имеет. Нерест песчанки происходит летом с июня по

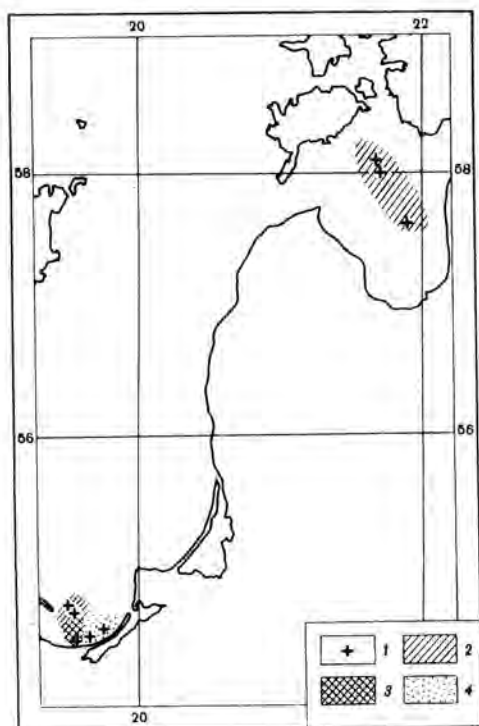


Рис. 22. Места выловов личинок (1) салаки
2 – до 5 экз.; 3 – 10–50 экз.; 4 – 50–100 экз.

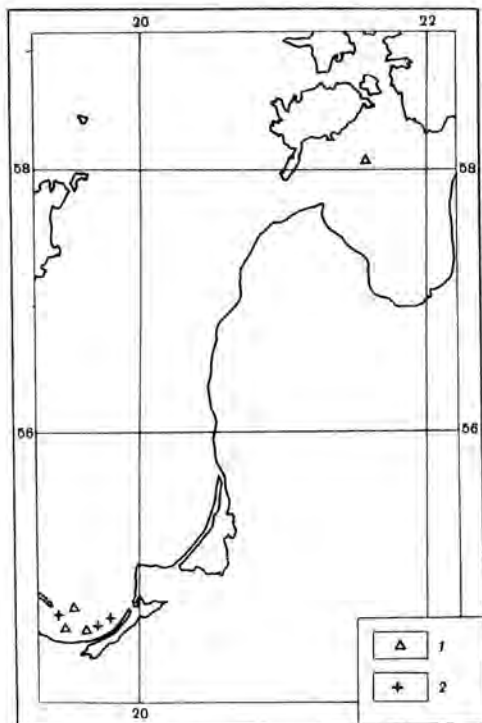


Рис. 23. Места выловов личинок песчанки и бычка
1 – *Ammodytes tobianus* L.; 2 – *Pomatoschistus minutus* Pallas

август – сентябрь, икру она откладывает на песчаный грунт, икринки прилипают к песку [Казанова, 1954].

В наших материалах довольно крупные (6,3–8,3 мм длиной) личинки песчанки были встречены в середине июля в открытой части Рижского залива (рис. 23). В прибрежных водах Гданьской бухты встречены в массовых количествах (до 40 экземпляров на 1 м² площади) мелкие личинки песчанки (4,4–5,1 мм длиной), но наряду с ними встречались и крупные – до 8,7 мм длиной. Видимо, здесь нерест начался раньше и довольно интенсивно продолжался в период съемки. В обоих районах личинки встречены лишь при температуре поверхностного слоя воды выше 15°C. Столь вялый нерест в Рижском заливе можно объяснить, видимо, тем, что температура воды не достигла еще оптимума, и массовый нерест здесь еще не начинался.

Бычок – *Pomatoschistus minutus* Pallas – промыслового значения не имеет. Нерест бычка происходит в марте – июле. Икру бычок откладывает на раковины *Turris* и *Cardium*, икринки приклеиваются к раковинам своими основаниями [Казанова, 1954]. Личинки бычка были нами выловлены в прибрежных опресненных районах Гданьской бухты (рис. 23), причем встречались как крупные личинки до 7,8 мм длиной, так и довольно мелкие, размером 4,5–4,8 мм, так что в середине июля нерест бычка, видимо, в этом районе еще продолжается.

Начало рейса 26А нис "Академик Курчатов", т.е. конец июня по календарю, должно было совпасть с началом биологического лета. К этому времени весененерестующие виды – такие, как килька, салака, бычки – уже должны были отнереститься. Однако в связи с низкой температурой воды в апреле – мае нерест начался позже, и в исследуемый период наблюдался массовый нерест кильки, а в Гданьской бухте салаки и бычка. Но летненерестующая песчанка уже начала размножаться, и в Гданьской бухте отмечен ее массовый нерест.

Таким образом, в этот период проходил нерест как весенне-, так и летненерестующих видов.

Наиболее важными районами нереста промысловых рыб салаки, трески, кильки в июне-июле и, следовательно, местами их скопления, по нашим данным, являются полигоны "Готланд" и "Сааремаа", полигон "Висла" и "Клайпеда" и Рижский залив. Эти районы характеризуются довольно устойчивым температурно-солевым режимом, высокой продуктивностью фито- и зоопланктона. Эти факторы, видимо, являются решающими для нереста.

ЛИТЕРАТУРА

- Бирюков Н.П.*, Использование результатов расчисления темпа роста атлантическо-скиндинавских сельдей для различения стад и изучения путей миграций. — Вопр. ихтиологии, 1956, вып. 6, с. 47.
- Бирюков Н.П.* Биология основных промысловых рыб Балтийского моря и закономерности формирования их запаса: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. Калининград: КТИрыбпром, 1968.
- Бирюков Н.П.* Некоторые вопросы биологии промысловых рыб Балтийского моря в связи с их продуктивностью. — Труды АтлантНИРО, 1971а, вып. 35, с. 3–50.
- Бирюков Н.П.* Некоторые сообщества трески Балтийского моря и степень их смещения. — Труды АтлантНИРО, 1971б, вып. 35, с. 59–68.
- Виноградов Н.А., Сошник В.А., Конохотин Г.С.* О промысле балтийской кильки. — Рыб. хоз-во, 1960, № 12, с. 45–48.
- Казанова И.И.* Определитель икры и личинок рыб Балтийского моря и его заливов. — Труды ВНИРО, 1954, т. 26, с. 221–265.
- Раниак Л.А.* Колебания естественных запасов весенней салаки в разных районах северо-восточной Балтики. — В кн.: Рыбохозяйственные исследования в бассейне Балтийского моря. Рига: БалтНИИРХ, 1967, сб. 3, с. 87–100.
- Ackefors H.* Plankton methodology. Meddelande fran Havsfiskelaboratoriet. — Lysekil, 1972, N 121, p. 37.

ЛИТОЛОГИЯ. ГЕОХИМИЯ И СТРАТИГРАФИЯ
ОСАДКОВ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

ВОДНАЯ ВЗВЕСЬ

Водная взвесь изучалась методами сепарации и фильтрации. Сепарация производилась в октябре 1973 г. при помощи сепараторов САЖ-3 (16-й рейс нис "Академик Курчатов") и июне-июле 1978 г. при помощи сепараторов СПС-3М (26А рейс нис "Академик Курчатов"). Одна проба отбиралась из объема воды в 1-10 т (горизонт 5-7 м). Всего было получено 35 проб сепарационной взвеси (рис. 24, а; см. табл. 10). Концентрация взвеси в октябре 1973 г. колебалась в пределах 0,10-1,64 мг/л, в июне-июле 1978 г. - в пределах 0,07-0,58 мг/л. Как в том, так и в другом случае максимальные ее концентрации тяготели к заливам или к прибрежным участкам моря, минимальные - к его центральным областям (рис. 24, б).

Фильтрация взвеси выполнялась на отечественные мембранные фильтры мытишинской фабрики № 2 с рабочим диаметром 35 мм и диаметром пор 0,5 мкм. Вода для фильтрации отбиралась винипластовым батометром (объем 5-7 л), в редких случаях (26А рейс нис "Академик Курчатов") - стальным батометром объемом 200 л.

Концентрация взвеси, по данным 26 А рейса нис "Академик Курчатов", колебалась в пределах 0,1-6,8 мг/л. Максимальной она была у устьев рек,

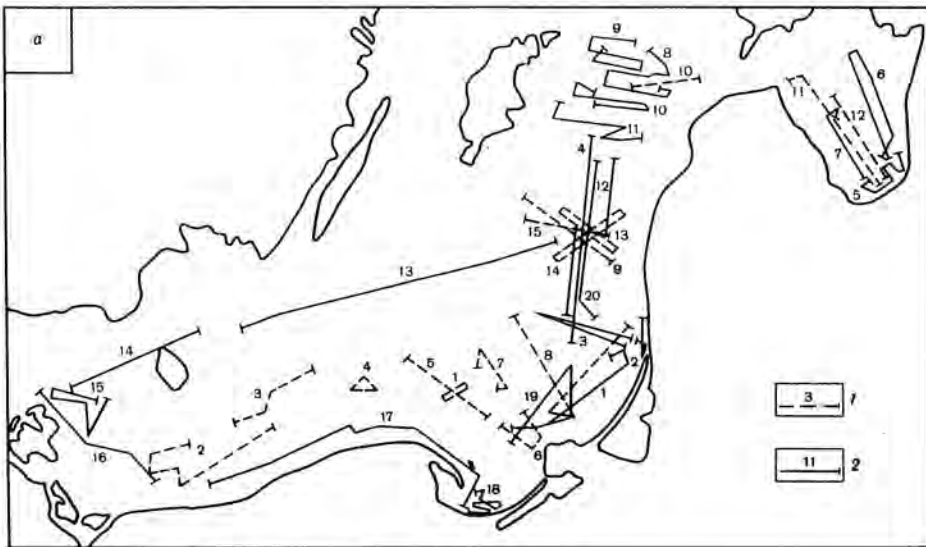


Рис. 24. Сепарационная взвесь Балтийского моря

1 - место взятия пробы в 16-м рейсе (для а - ее номер); 2 - то же, в 26А рейсе (для а - ее номер) и фактическая концентрация (для б)

а - схема расположения сепарационных проб, собранных по нис "Академик Курчатов"; б - концентрация сепарационной взвеси (мг/л)

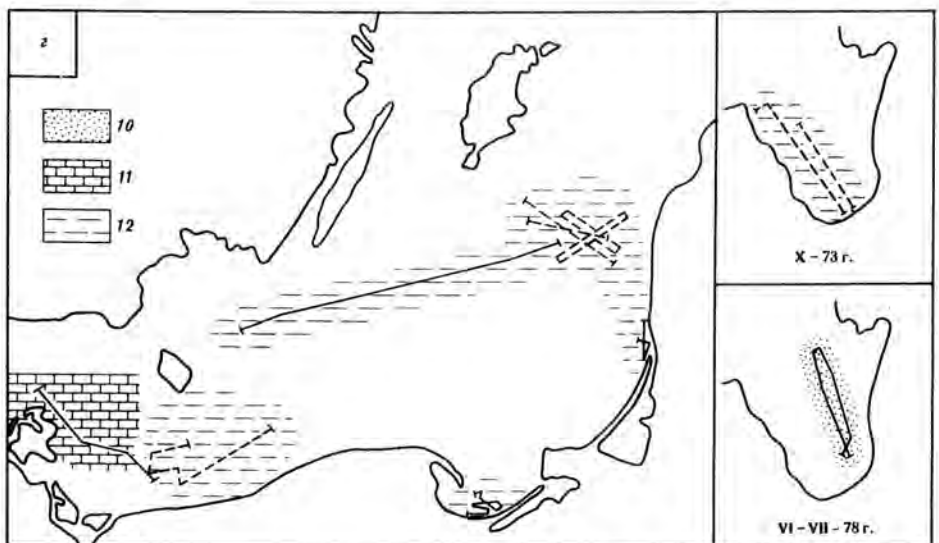
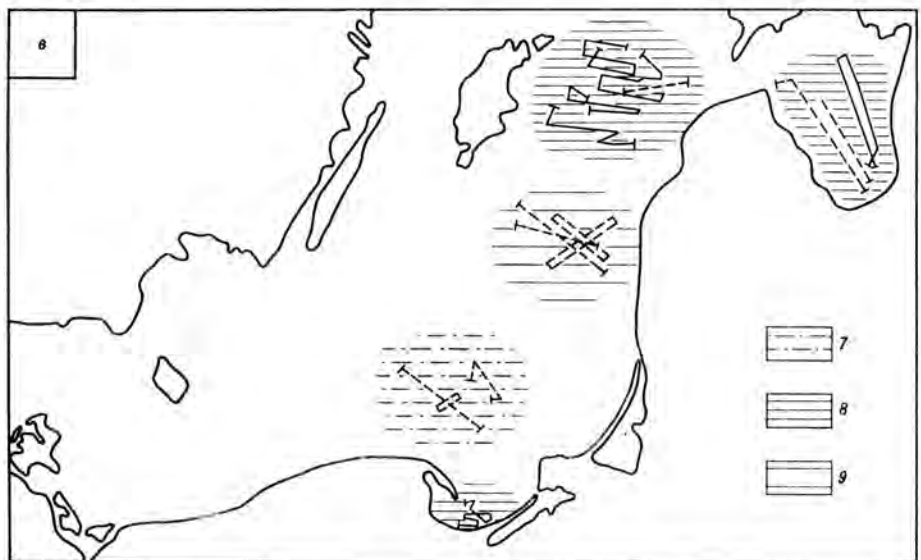
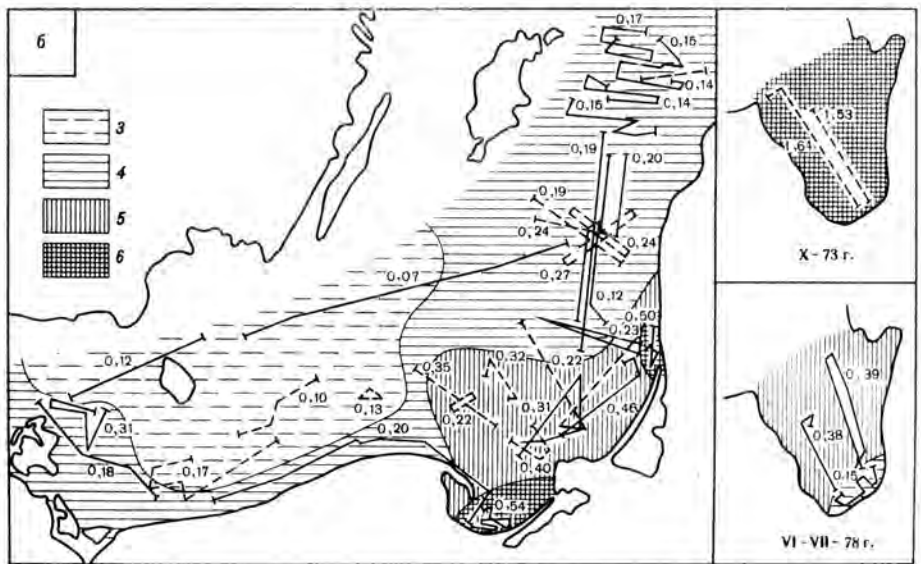
3 - < 0,15; 4 - 0,15-0,30; 5 - 0,30-0,50; 6 - > 0,50;

а - гранулометрические типы взвеси

7 - крупный алеврит; 8 - ил алевритово-пелитовый; 9 - ил пелитовый;

а - преобладающие минеральные комплексы взвеси:

10 - кварц-полевые шпаты; 11 - карбонаты; 12 - глинистые минералы



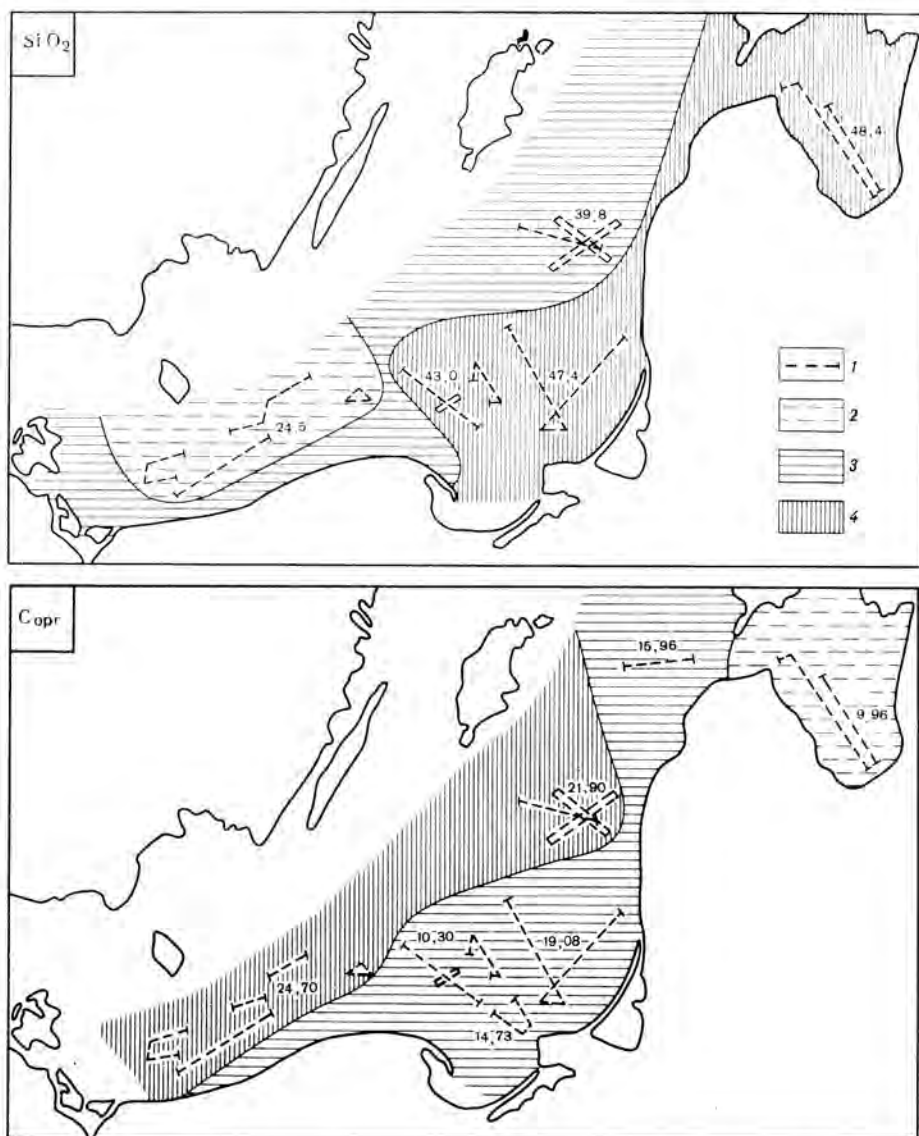


Рис. 25. Содержание SiO_2 вкл и $\text{C}_{\text{орг}}$ в сепарационной взвеси Балтийского моря (в % от веса взвеси), собранной в 16-м рейсе шх. "Академик Курчатов"

1 – место взятия пробы и фактическое содержание: для SiO_2 : 2 – < 30; 3 – 30 – 40; 4 – > 40; для $\text{C}_{\text{орг}}$: 2 – < 10; 3 – 10 – 20; 4 – > 20

минимальной в центральной части моря. В целом закономерности ее распределения как в верхнем слое вод, так и в ее толще такие же, как и по данным других экспедиций [Пустельников, 1974; Емельянов, Пустельников, 1976].

СОСТАВ ВЗВЕСИ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ВОД (0-7 М)

Сепарационная взвесь. Пробы сепарационной взвеси подверглись гранулометрическому (рис. 24,а; см. табл. 11) и дифрактометрическому (рис. 24,в) анализам. Было определено содержание шести фракций, а также основных минералов. Кроме того, в этих же пробах было определено 15 химических компонентов и элементов (табл. 8). Методы исследования взвеси были теми же, что и для осадков.

Состав проб взвеси Рижского залива сильно отличается от состава проб других участков моря. Особенно это касается пробы 11+12, отобранной в октябре

Таблица 8

Химический состав сепарационной взвеси Балтийского моря

Компонент, элемент	Среднее по Ат- лантическому океану (27 проб)*		Октябрь 1973 г. (16-й рейс нис "Академик						
			11+12	1+5+7	8	13+14+ +15	2+3+4	6	10
	%	10-4%							
SiO ₂ вал	-	-	48,4	43,0	47,4	39,8	24,5	-	-
SiO ₂ ам	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaCO ₃	23,48	-	Сл.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C орг.	19,36	-	9,96	18,30	19,08	21,90	24,70	14,73	15,96
Al	-	-	8,42	0,70	0,99	1,85	1,08	-	-
Fe	4,71	-	4,48	0,29	0,66	0,72	0,58	0,26	1,31
Ti	0,2	-	0,26	Сл.	0,04	0,07	0,06	-	-
Mn	0,01	-	0,34	0,02	0,06	0,08	0,06	0,004	0,07
P	-	-	0,10	0,00	0,08	0,11	0,06	-	-
K	0,46	-	3,05	0,45	0,85	0,94	0,54	0,75	1,09
Na	3,94	-	1,60	3,08	1,78	2,03	3,01	9,94	2,76
Zn	-	2936	225	440	585	380	1080	275	363
Cu	-	334	58	120	180	95	700	113	222
Ni	-	686	63	71	140	56	200	20	210
Co	-	15	23	10	10	13	16	45	10
Cr	-	25	310	170	330	91	310	76	330
Ba	-	605	330	220	200	210	710	650	200
Zr	-	402	<40	<40	<40	<40	<40	<40	<40
V	-	121	56	<50	<50	<50	110	<50	<50
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	8	4	3	3	3	3	4	3
Mo	-	20	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ge	-	<6	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Be	-	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1

Таблица 8 (окончание)

Компонент, элемент	Среднее по Ат- лантическому океану(27 проб)*		Июнь-июль 1978 г. (26 А рейс нис						
			9	10	11	12	14	15	16
	%	10-4%							
SiO ₂ вал	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO ₂ ам	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaCO ₃	23,48	-	-	-	-	-	-	-	-
C орг.	19,36	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	4,71	-	0,18	0,42	0,15	0,10	0,50	0,46	0,40
Ti	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,01	-	0,02	0,03	0,02	0,02	0,07	0,11	0,08
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	0,46	-	0,22	0,26	0,24	0,32	0,26	0,68	0,56
Na	3,94	-	1,24	1,62	1,96	2,26	2,00	1,64	1,46
Zn	-	2936	470	400	340	370	660	500	480
Cu	-	334	152	58	46	102	186	84	174
Ni	-	686	21	22	38	28	44	22	33
Co	-	15	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	25	<4	<4	<4	<4	28	<4	<4
Ba	-	605	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	402	-	-	-	-	-	-	-
V	-	121	-	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	2	<2	2	2	4	4	5
Cd	-	8	6	6	10	14	10	10	12
Mo	-	20	-	-	-	-	-	-	-
Ge	-	<6	-	-	-	-	-	-	-
Be	-	<1	-	-	-	-	-	-	-

Примечание: а - среднее по всем пробам 16-го рейса; б - среднее для проб открытого моря (без Рижского залива, проба 11+12); в - среднее по всем пробам 26 А рейса; г - среднее для проб открытого моря (без Рижского залива); д - среднее для Рижского залива (пробы 5-7); е - среднее для всех проб открытого моря

Курчатов*), проба		Июнь-июль 1978 г. (26А рейс нис "Академик Курчатов"), проба						
Среднее		2	3	4	5	6	7	8
а	б							
40,6	38,7	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	-
17,80	19,11	-	-	-	-	-	-	-
2,61	5,08	-	-	-	-	-	-	-
1,18	0,64	0,99	0,60	0,50	1,24	0,50	0,50	0,22
0,11	0,04	-	-	-	-	-	-	-
0,10	0,05	0,21	0,04	0,02	0,41	0,32	0,14	0,02
0,07	0,06	-	-	-	-	-	-	-
1,09	0,77	0,69	0,28	0,34	1,48	0,50	0,42	0,30
3,46	3,77	2,04	1,59	3,50	1,64	2,93	1,31	2,80
478	520	520	600	720	500	200	220	380
212	238	94	76	160	84	67	164	110
108	134	90	134	186	38	42	28	38
18	17	-	-	-	-	-	-	-
231	217	117	198	230	86	12	4	8
360	365	-	-	-	-	-	-	-
<40	<40	-	-	-	-	-	-	-
<60	<60	-	-	-	-	-	-	-
-	-	21	3	2	26	12	11	2
3	3	8	8	18	12	8	14	14
<5	<5	-	-	-	-	-	-	-
<5	<5	-	-	-	-	-	-	-
<1	<1	-	-	-	-	-	-	-

"Академик Курчатов"), проба				Среднее				
17	18	19	20	в	г	д	е	ж
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	0,81
-	-	-	-	-	-	-	-	3,20
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,24	0,28	0,12	0,12	0,42	0,35	0,75	0,43	4,56
-	-	-	-	-	-	-	-	0,46
0,08	0,13	0,03	0,02	0,10	0,06	0,29	0,06	0,06
-	-	-	-	-	-	-	-	0,07
0,24	0,46	0,46	0,40	0,45	0,38	0,80	0,49	3,04
1,36	1,54	2,19	2,06	1,95	1,95	1,96	2,46	1,73
500	300	240	340	430	450	307	497	147
174	27	39	94	105	119	105	143	46
28	33	46	20	50	53	36	70	43
-	-	-	-	-	-	-	-	-
14	<4	<4	<4	41	42	34	92	114
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	4	2	3	6	4	16	-	-
14	12	16	8	11	11	11	8,8	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-

(16 и 26А рейсы); ж - среднее для верхнего слоя илов Балтийского моря (пробы из кислородной зоны, глубина <200 м).

* Среднее дано в пересчете на безнатриевое вещество (100-Na).

Таблица 9

Минеральный состав валовых проб сепарационной взвеси, взятых на нис "Академик Курчатов" (анализ выполнен на дифрактометре ДРОН-1,5 А.С. Кожевниковым).

Минерал, компонент	16-й рейс, проба			26А рейс. проба							
	2	11 + 12	9+13+14+15	2	6	13	16	17	18	19	20
Кварц	10	12	15	15	20	20	10	+	20	+	+
Плагиоклазы	0	9	12	5	28	0	0	0	0	0	0
Калиевые полевые шпаты	3	9	13	5	12	0	0	0	0	0	0
Глинистые минералы	50	70	60	40	40	80*	20	+	50*	+	+
Иллит	+	+	+	+	+	+	20	0	+	0	0
Монтмориллонит	+	+	+	+	+	+	0	0	+	0	0
Каолинит	+	+	+	+	+	+	0	0	+	0	0
Хлорит	+	+	+	+	+	+	0	0	+	0	0
Карбонаты	37	0	0	35	0	0	70?	0	30	0	0
Кальцит	37	0	0	35	0	0	0	0	0	0	0
Арагонит	0	0	0	0	0	0	70?	0	30?	0	0

* Есть смешанно-слоистые минералы, в пробе 17 - вермикулит (?).

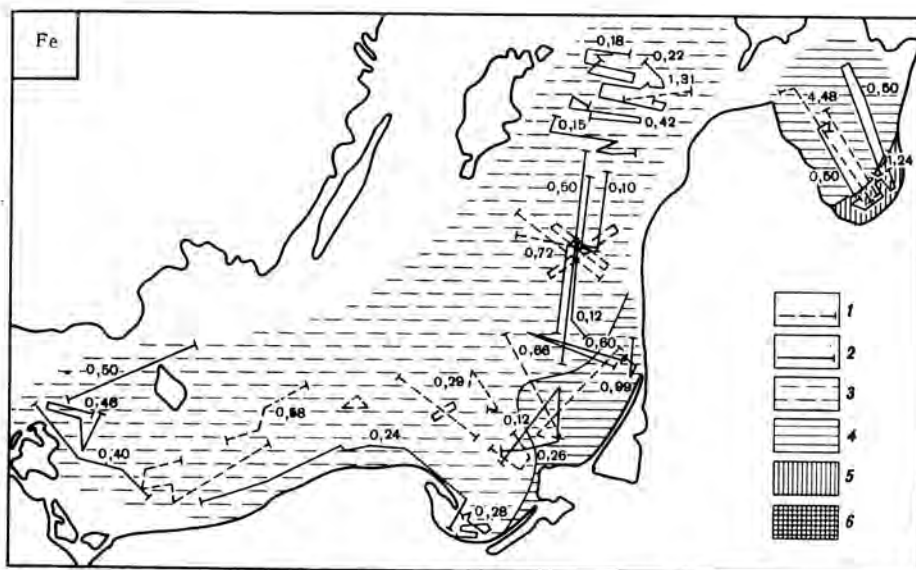


Рис. 26. Содержание Fe, Cr, Mn и Ni в сепарационной взвеси Балтийского моря (в % от веса взвеси)

1 - место взятия пробы в 16-м рейсе и фактическое содержание; 2 - то же, в 26А рейсе; для Fe: 3 - < 0,5; 4 - 0,5-1,0; 5 - 1,0-3,0 (в %); для Cr: 3 - < 50; 4 - 50-100; 5 - 100-200; 6 - > 200 (10^{-4} %) для Mn. 3 - < 0,05; 4 - 0,05-0,1; 5 - 0,1-0,2; 6 - > 0,2 (в %) для Ni. 3 - < 30; 4 - 30-50; 5 - 50-70; 6 - > 70 (10^{-4} %)

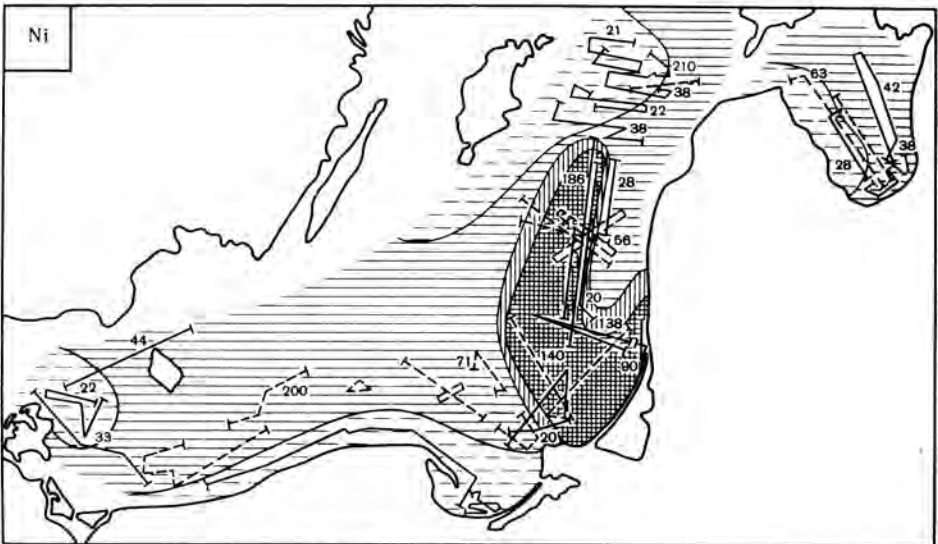
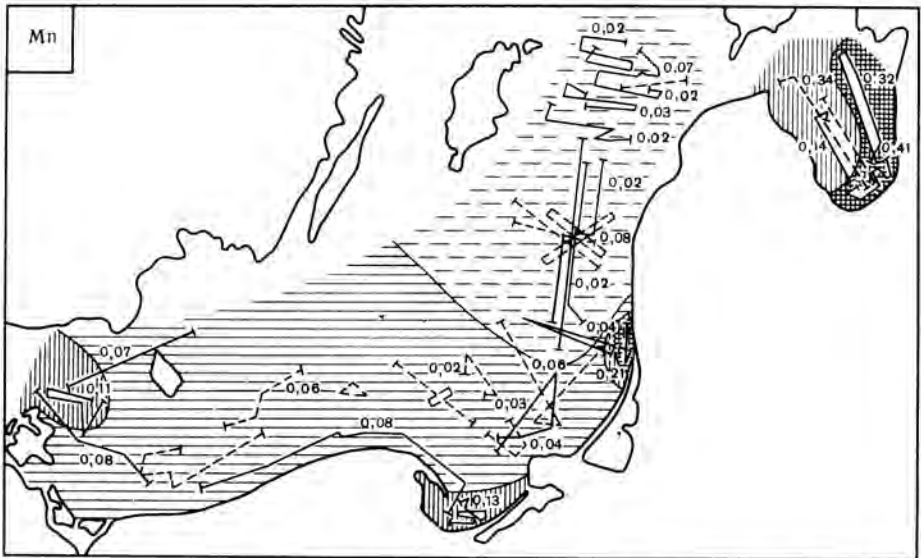
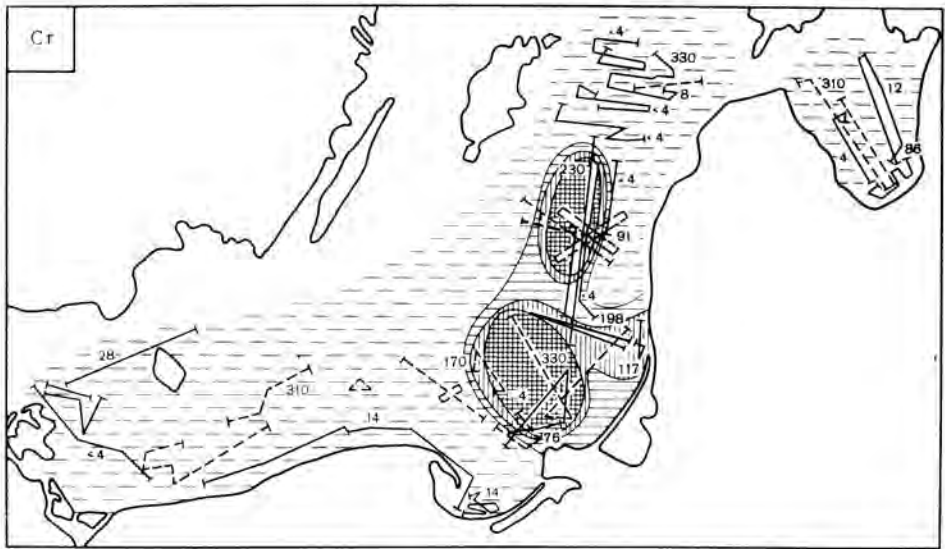


Рис. 26 (окончание)

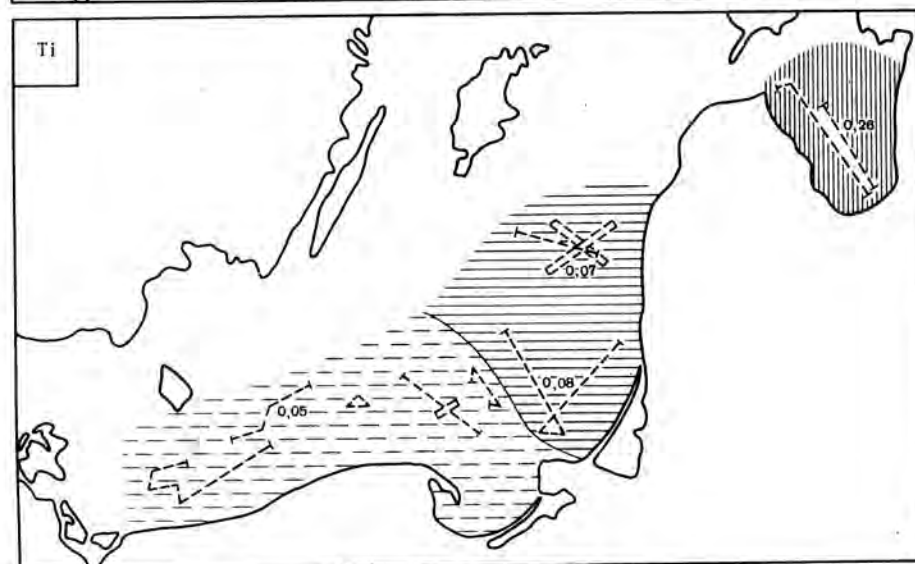
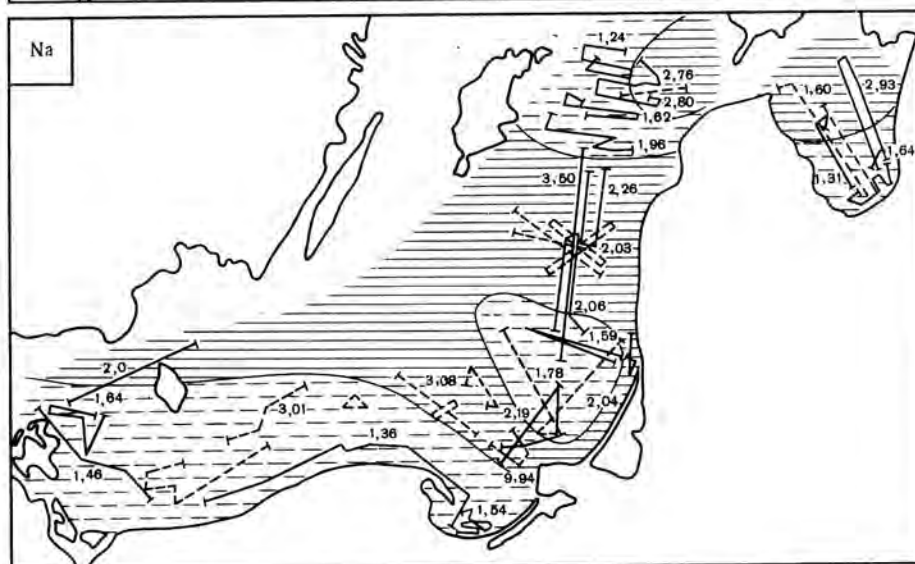
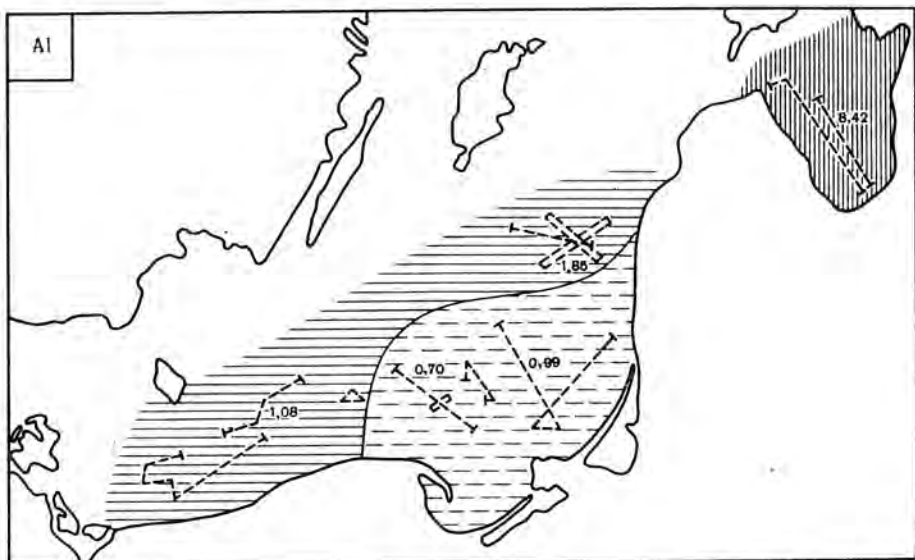


Рис. 27 (окончание)

Проба 18 характерна для Гданьского залива. Она отобрана вблизи устья р. Вислы и на 90,07% состоит из пелита. По составу она заметно отличается от взвеси Рижского залива. Глинистых минералов в ней 50%, кварца 20%, полевых шпатов нет, карбонатов (очевидно, биогенных?) 30%. В данной пробе понижены содержания Fe, K, Cu, Cr, но, очевидно, очень высокие содержания $C_{орг}$. Все это показывает, что влияние речных выносов р. Вислы на состав взвеси верхнего слоя вод ничтожно мало. Это связано с тем, что речные выносы здесь течениями "прижаты" к берегу и в глубь Гданьского залива проникают лишь в виде придонного мутного слоя [Аксенов и др., 1978].

Проба 2 (26А рейс) дает представление о составе взвеси в районе Клайпедского пролива. Во взвеси несколько повышены содержания Fe, Mn, Zn, Cu и Ni.

Необычна по составу проба 10 (16-й рейс). В ней повышены содержания Fe, K, Cu и Cr. Возможно, что на ее составе сказывается влияние взвеси Рижского залива, в котором количества этих элементов также повышены.

Взвесь открытого моря (октябрь 1973 г.) содержала 24,8-47,4% $SiO_2_{вал}$ и 18,30-24,70% $C_{орг}$ (рис. 25), т.е. на 40-45% состояла из органического вещества. Естественно, что те элементы, которые разбавляются биогенным веществом, во взвеси содержались в минимальных количествах (Ti, K, Zr). Аномальным составом выделяется проба 2+3+4 (южный район Борнхольмской впадины): она содержала максимальные количества $C_{орг}$, Zn, Cu, Ni, V и Ba и минимальные количества $SiO_2_{вал}$ - 24,5%.

Сравнивая химические составы сепарационной взвеси Балтийского моря и Атлантического океана (см. табл. 8), можно отметить, что во взвеси Атлантики значительно больше карбонатов (фораминиферы, птероподы, кокколиты), железа, цинка, меди, никеля, циркония, молибдена, но меньше марганца, очевидно SiO_2 (терригенного) и Al_2O_3 .

В целом сепарационная взвесь по сравнению с современными терригенными илами Балтийского моря значительно более бедна $CaCO_3$, Fe, Ti, K, но заметно обогащена $C_{орг}$, Zn, Cu, Ni и Cr.

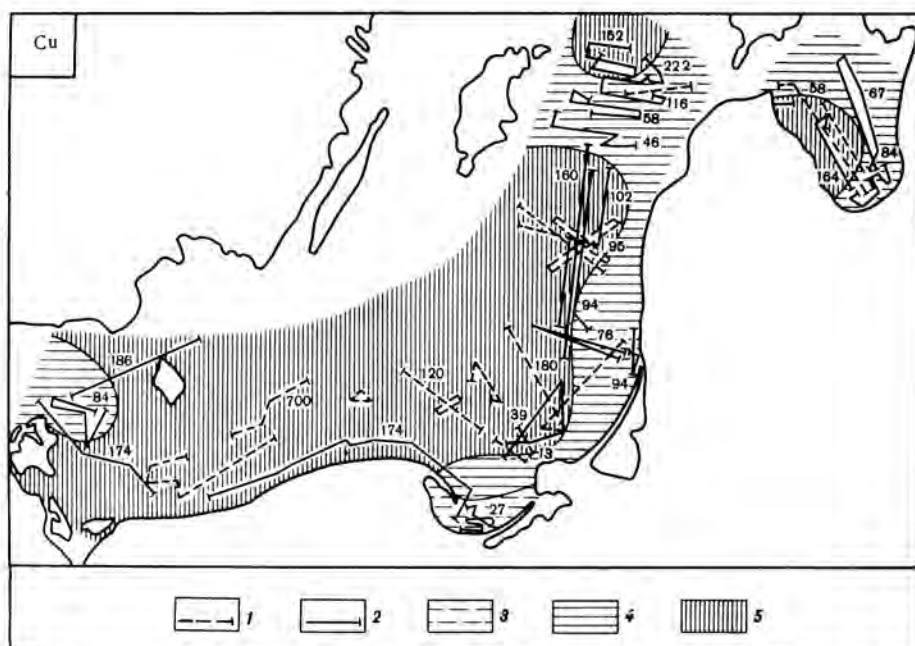


Рис. 28. Содержание Cu, Cd и Zn в сепарационной взвеси Балтийского моря (в 10% от веса взвеси)

1 - место взятия пробы в 16-м рейсе и фактическое содержание; 2 - то же, в 26А рейсе; для Cu: 3 - <50; 4 - 50-100; 5 - 100-200; для Cd: 3 - <5; 4 - 5-10; 5 - >10; для Zn: 3 - <300; 4 - 300-500; 5 - >500

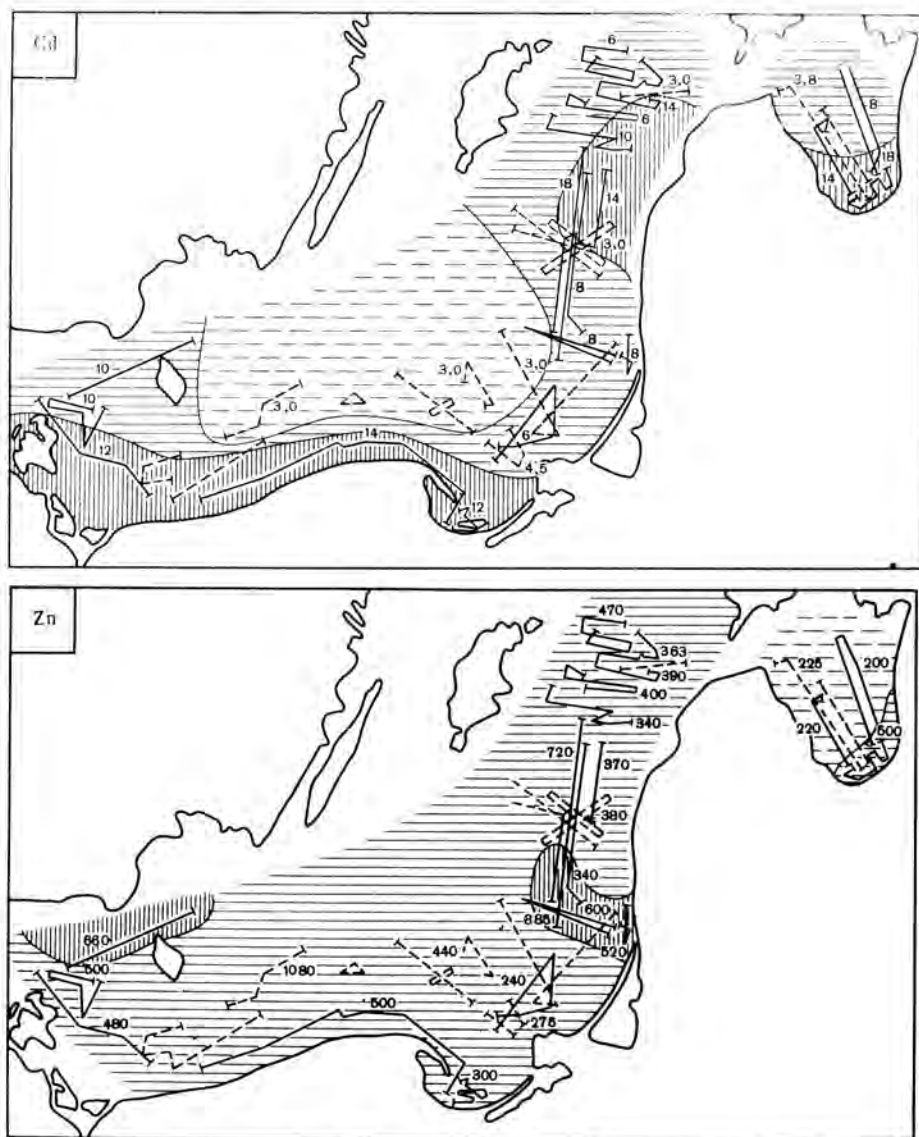


Рис. 28 (окончание)

В водной толще происходят интенсивнейшие процессы изменения форм миграции элементов, а следовательно, и изменение химического состава взвеси. Некоторое представление об этих изменениях дают данные о распределении SiO_2 аморф, $\text{C}_{\text{орг}}$, Fe, Al, Ti и Mn и другие элементы, которыми мы располагаем (рис. 26-28).

ФИЛЬТРАЦИОННАЯ ВЗВЕСЬ

Концентрация взвеси. Закономерности распределения валовых концентраций взвеси в верхнем деятельном слое вод Балтийского моря, намеченные ранее [Емельянов, 1968; Пустельников, 1969, 1974; Емельянов, Пустельников, 1976], подтверждаются и нашими данными. Главная особенность этого распределения - высокие концентрации взвеси у устьев рек и абразионных берегов, низкие - у аккумулятивных берегов и в открытом море. Лишь иногда вдали от берегов концентрация взвеси бывает также высокой, что обуславливается либо локальным подъемом вод и бурным развитием фитопланктона, либо особенностями морских течений, приносящих большие количества взвеси от берега.

Таблица 10

Концентрация сепарационной взвеси в водах Балтийского моря

№ пробы	Концентрация (в мг/л)	№ пробы	Концентрация (в мг/л)	№ пробы	Концентрация (в мг/л)
16-й рейс, X-73 г.		26 А рейс, VI-VII-78 г.		26 А рейс, VI-VII-78 г.	
1	0,22	1	0,46	11	0,15
2	0,12	2	0,58	12	0,20
3	0,10	3	0,23	13	0,07
4	0,13	4	0,19	14	0,12
5	0,38	5	0,15	15	0,31
6	0,40	6	0,39	16	0,18
7	0,32	7	0,38	17	0,20
8	0,22	8	0,14	18	0,54
9	0,19	9	0,17	19	0,31
10	0,14	10	0,14	20	0,12
11	1,64				
12	1,53				
13	0,24				
14	0,27				
15	0,24				

Таблица 11

Гранулометрический состав сепарационной взвеси в водах Балтийского моря (в %) (нис "Академик Курчатов")

Проба	Фракция (в мм)						
	>0,1	0,1- 0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,005	0,005- 0,001	<0,001	<0,01
	16-й рейс						
1+5+7	5,09	41,02	1,59	0,00	28,89	22,42	45,31
11+12	0,29	0,29	11,50	13,52	57,53	16,87	87,92
9+13+14+15	3,86	21,76	11,34	11,18	14,79	37,00	62,97
	26 А рейс						
6	8,35	1,03	4,97	-	-	-	85,65
8+9+10+11	4,47	1,20	6,86	-	-	-	87,47
18	3,97	2,61	3,35	-	-	-	90,07

Распределение валовых концентраций взвеси в толще вод очень неравномерно. Эта неравномерность зависит от расстояния от берега, глубины моря, сезона года, распределения температуры вод и т.д. В прибрежных участках, где глубина моря не превышает положения термоклина (слой вод хорошо перемешан), концентрация взвеси зависит от интенсивности поступления терригенного материала с берега и направления морских течений. Обычно в прибрежных водах концентрация взвеси выше, чем в открытом море, а у устьев рек или у абразионных берегов выше, чем у аккумулятивных берегов (табл. 10, 11).

В открытом море, где глубины превышают слой термоклина, распределение концентраций взвеси чаще всего согласуется с распределением температуры. Обычно высокая концентрация взвеси в верхнем деятельном слое резко понижается под слоем термоклина (в слое минимальной температуры). Холодные промежуточные воды являются, следовательно, одновременно и наиболее бедными взвесью, а следовательно, и наиболее прозрачными (рис. 29).

В придонных водах прозрачность обычно понижается, а концентрация взвеси увеличивается. Это обусловлено двумя причинами: 1) повышенной гидродинами-

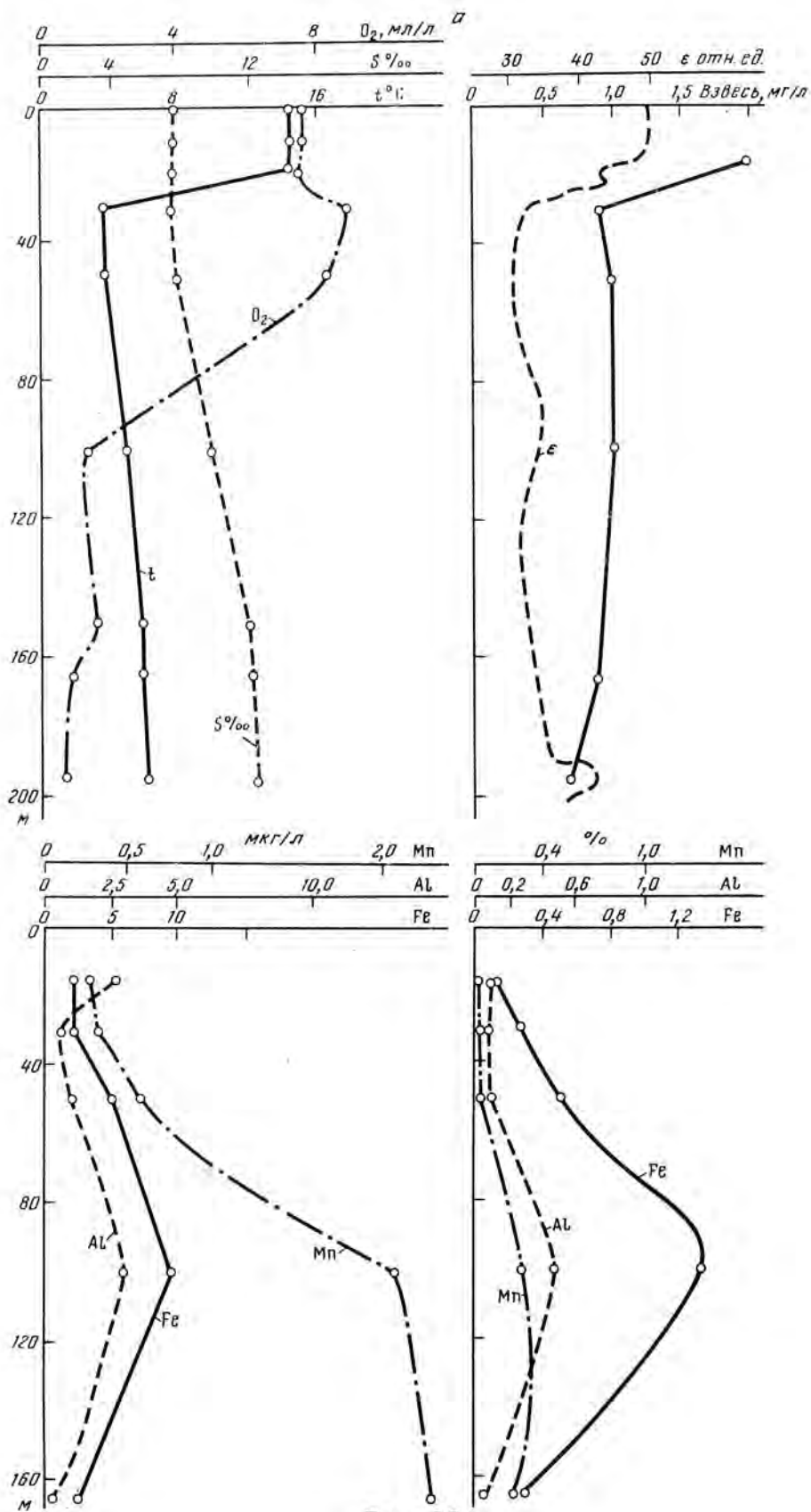


Рис. 29

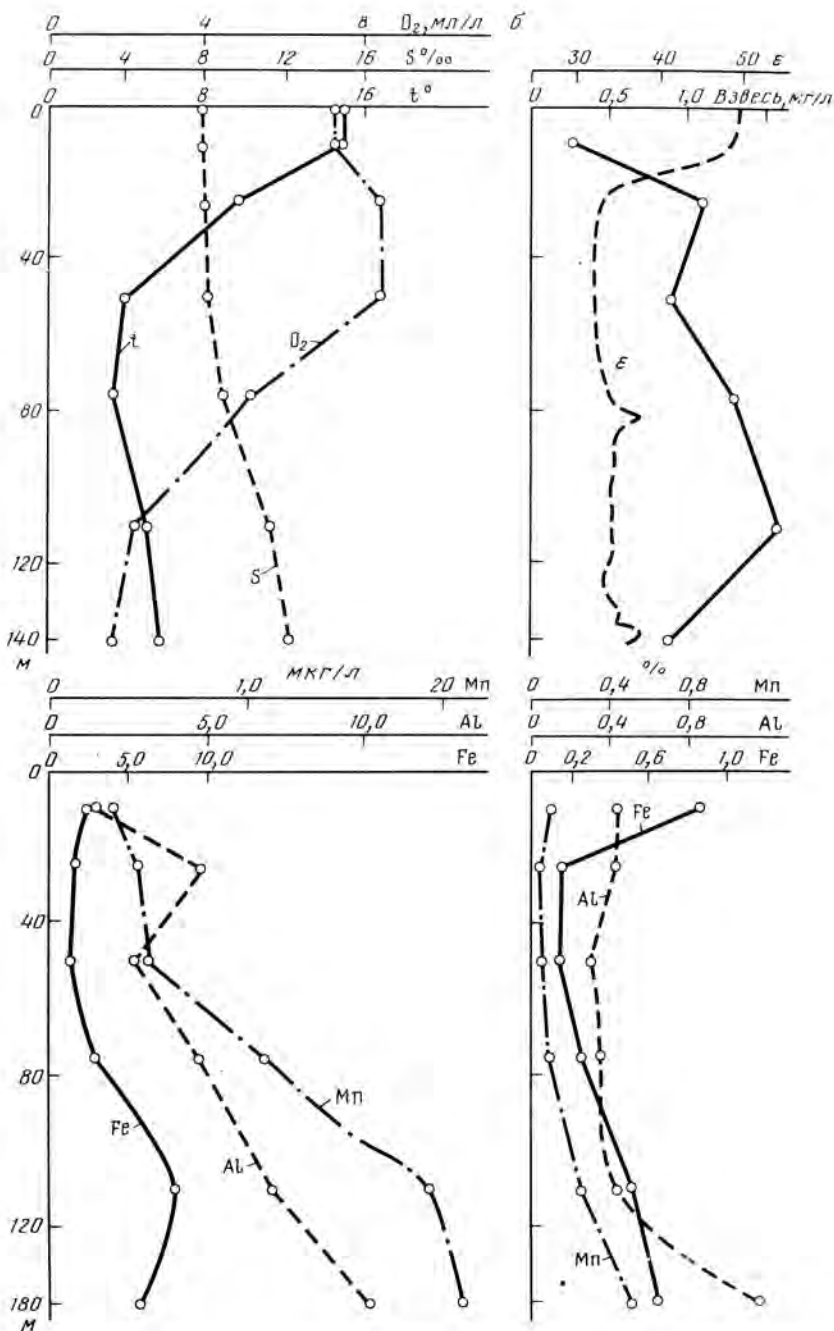


Рис. 29. Вертикальное распределение гидрологических, оптических характеристик, концентраций взвеси, концентраций взвешенных форм химических элементов и содержаний химических элементов во взвеси Балтийского моря

a – станция 2634, *б* – станция 2636 (26А рейс ш.с. "Академик Курчатов", июль-июль 1978 г.); *в* – станция 3169 (7/48 рейс и/с "Профессор Добрынин", август 1978 г.); *z* – станция 16 (6-й рейс ш.с. "Аю-Даг", октябрь 1977 г.)

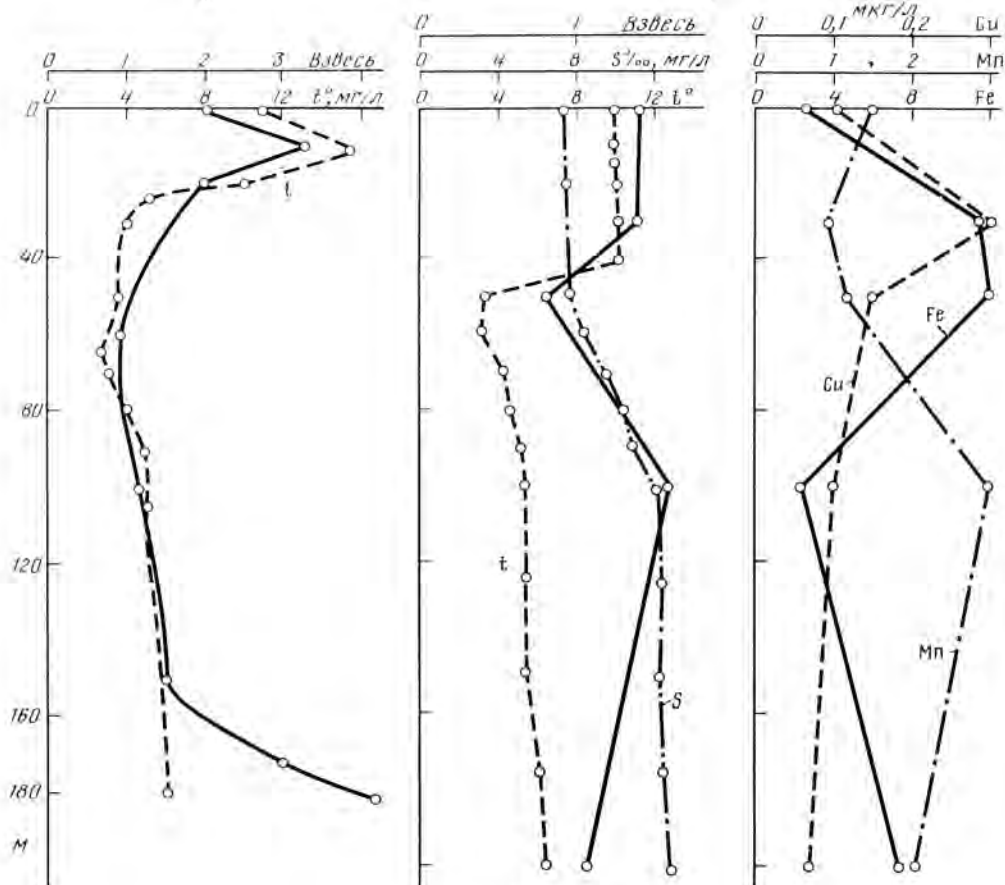


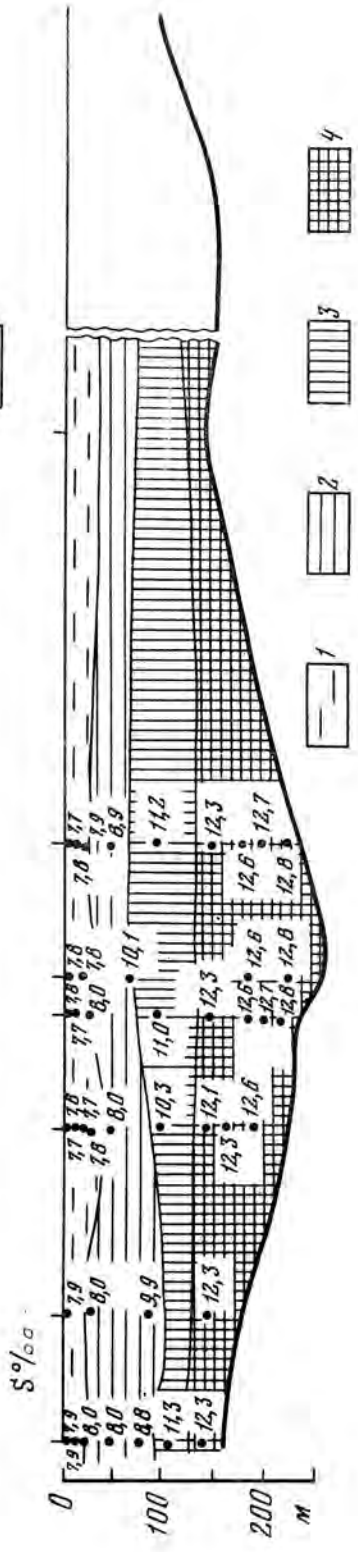
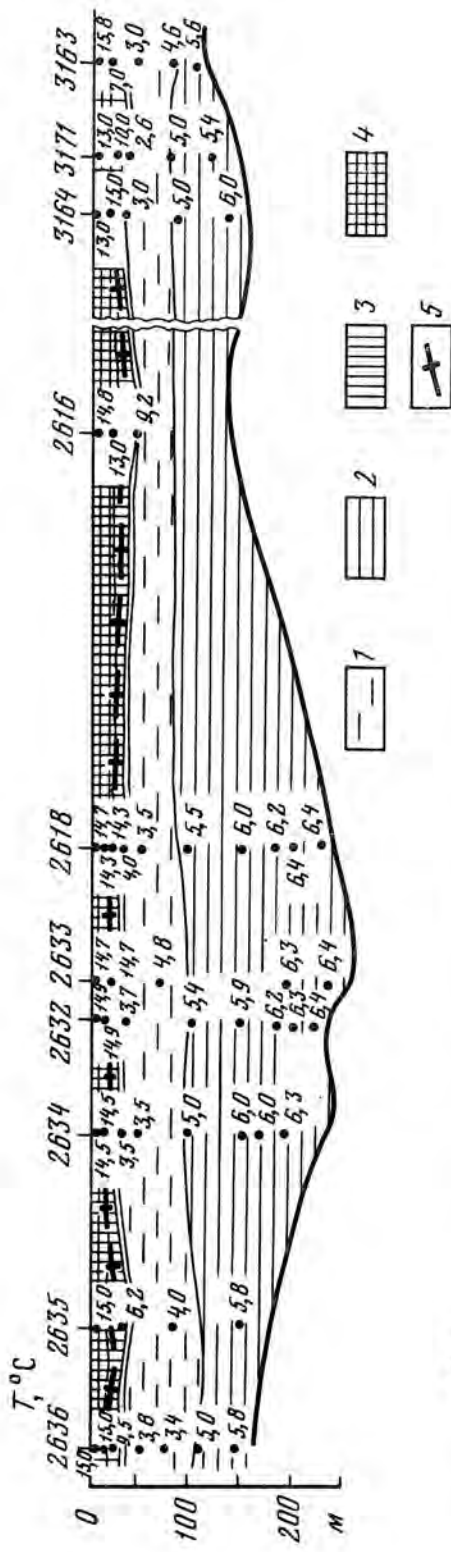
Рис. 29 (окончание)

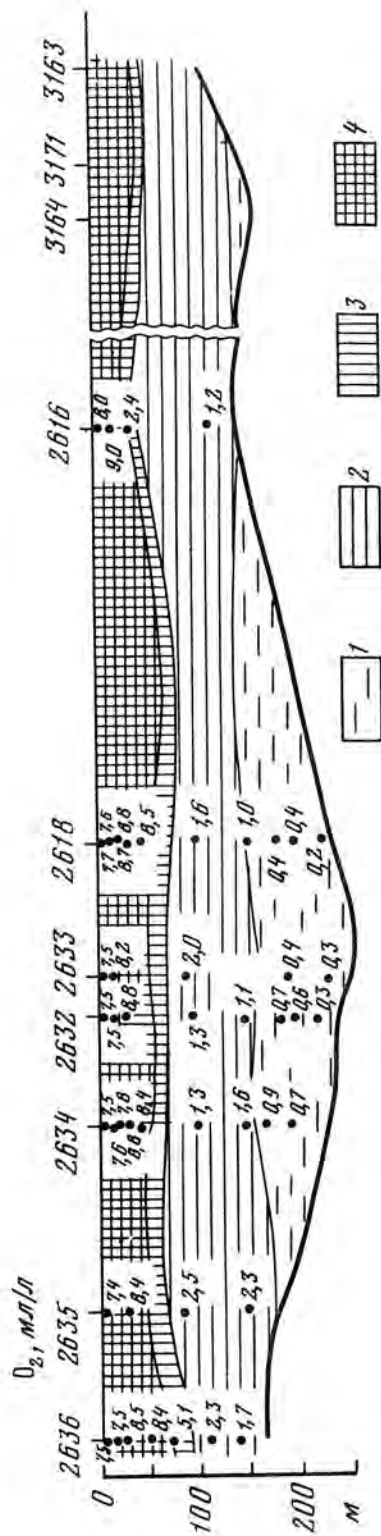
ческой активностью придонных вод по сравнению с промежуточными (частицы во взвешенном состоянии поддерживаются в течение длительного времени) и 2) выпадением гидроокисей Fe и Mn на границе исчезновения кислорода и появления H_2S .

Распределение валовой концентрации взвеси, а также отдельных химических элементов в толще вод было изучено в разные сезоны года (за исключением зимы) на геохимических профилях через Готландскую впадину от о-ва Готланд до г. Вентспилс и на меридиональном разрезе по 20° в.д. Во всех рейсах нами использовались отечественные биологические фильтры № 2 мытишинской фабрики, размером 35 мм и с порами 0,5 мкм.

Летом (июнь-июль 1978 г.) концентрация взвеси в открытой Балтике была минимальной - чаще всего от 0,1 до 1 мг/л (рис. 30, 1). Однако и в это время в Готландской впадине на больших глубинах отмечался слой с повышенным содержанием взвеси - 1-1,8 мг/л. Наиболее бедные взвесью воды находились на глубинах 120-180 м.

Количество и состав частиц взвеси. Часть фильтров изучалась под поляризационным микроскопом. Фильтры были обработаны красителями по методике, предложенной С.И. Кузнецовым [1949], а затем просветлены в канадском бальзаме. Частицы взвеси подсчитывались в отдельности для каждой фракции (< 2,5; 2,5-5; 5-10; 10-25; 25-50; > 50 мкм), в которых были определены следующие компоненты взвешенного материала: терригенный (обломочные и глинистые минералы, железистые частицы, окрашенные в синий цвет после обработки фильтров 4%-ной желтой кровяной солью в 5%-ной соляной кислоте), органогенный (окрашенные в розово-красный цвет после обработки 3%-

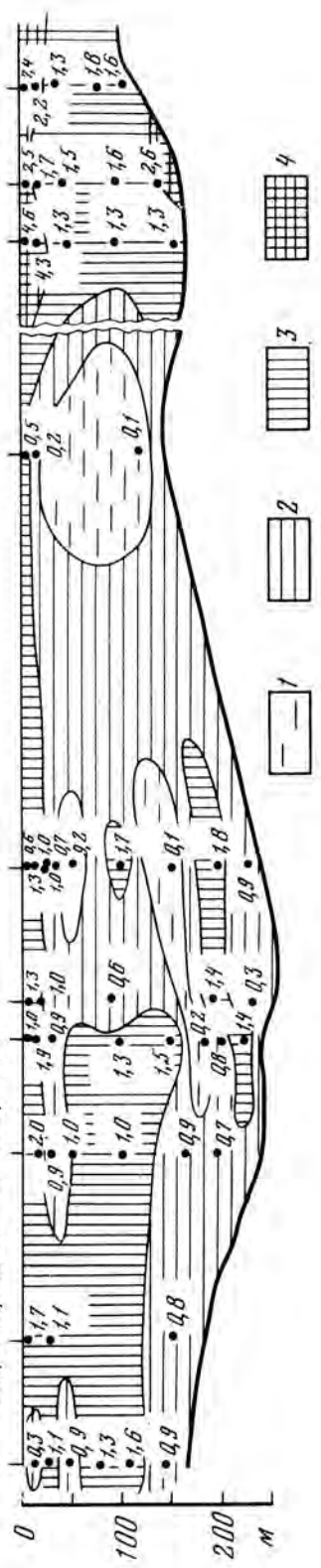




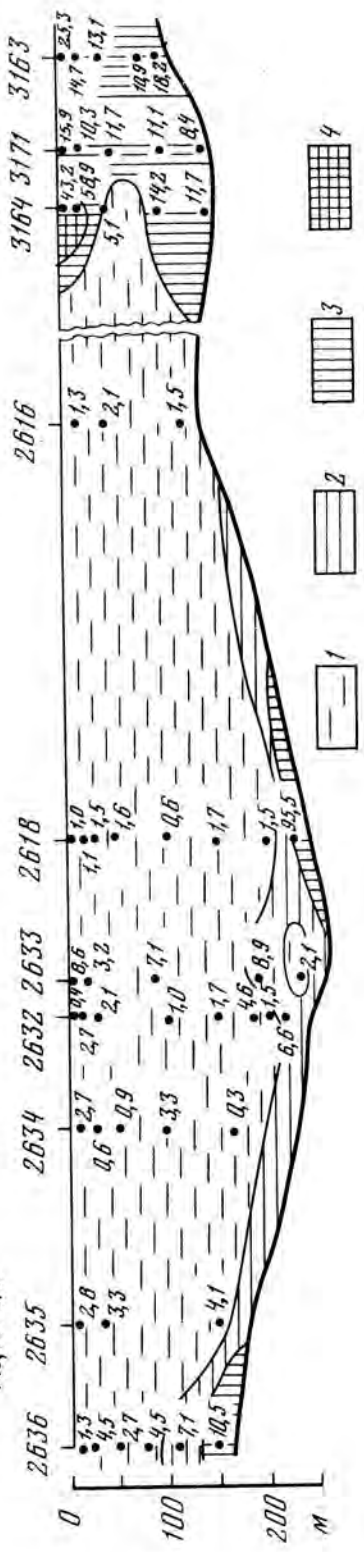
Р и с. 30. Распределение гидрологических характеристик, концентраций взвеси и взвешенных форм химических элементов в Балтийском море на продольном разрезе через Готландскую впадину (июль-июль 1978 г., нис. "Академик Курчатов", ст. 2616-2637; август 1978 г., и/с "Профессор Добрынин", ст. 3163-3171)

$t^{\circ}\text{C}$: 1 - < 5; 2 - 5-7; 3 - 7-10; 4 - 10-15; 5 - слой скачка t° ; S (в ‰): 1 - < 8; 2 - 8-10; 3 - 10-12; 4 - 12-13; O_2 (в мл/л): 1 - < 1; 2 - 1-3; 3 - 3-5; 4 - > 5; взесь (в мг/л): 1 - < 0,5; 2 - 0,5-1,0; 3 - 1-2; 4 - > 2; Al (в мкг/л): 1 - < 5; 2 - 5-10; 3 - 10-30; 4 - > 30; Fe (в мкг/л): 1 - < 5; 2 - 5-10; 3 - 10-30; 4 - 30-50; Mn (в мкг/л): 1 - < 1; 2 - 1-3; 3 - 3-10; 4 - > 10

Концентрация взвеси, мг/л



Al, мкг/л



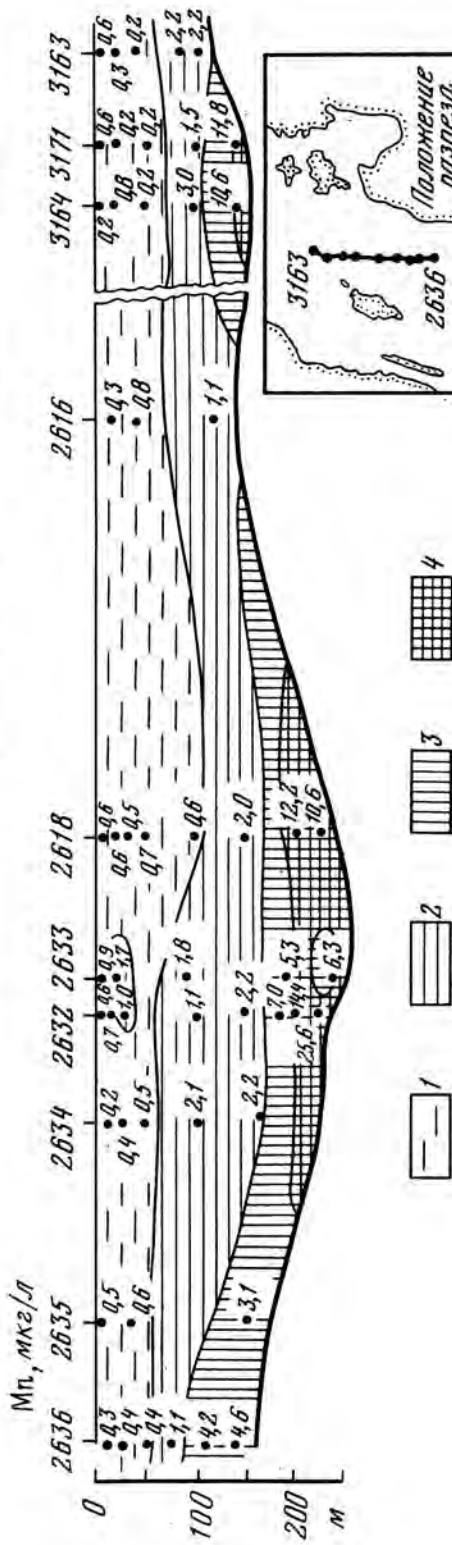
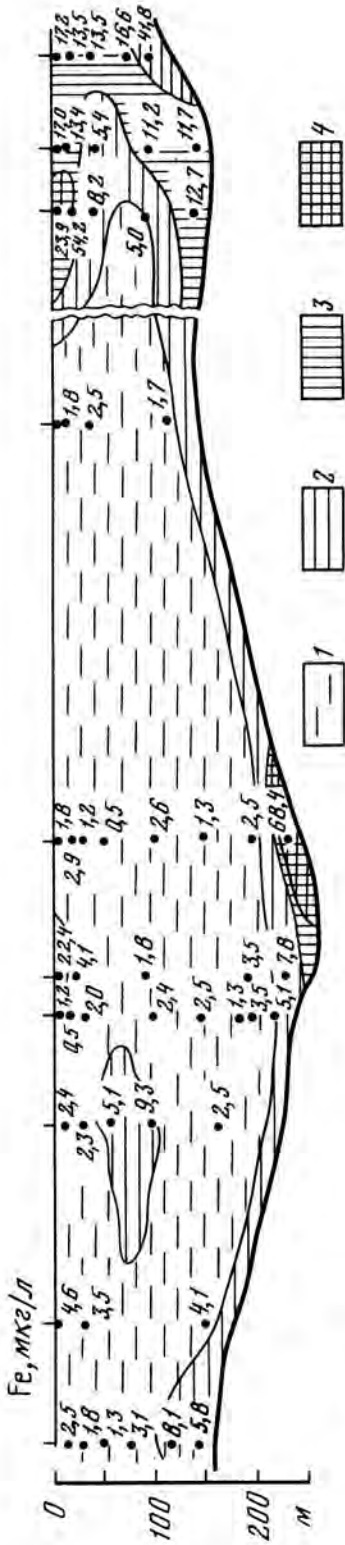


Рис. 30 (окончание)

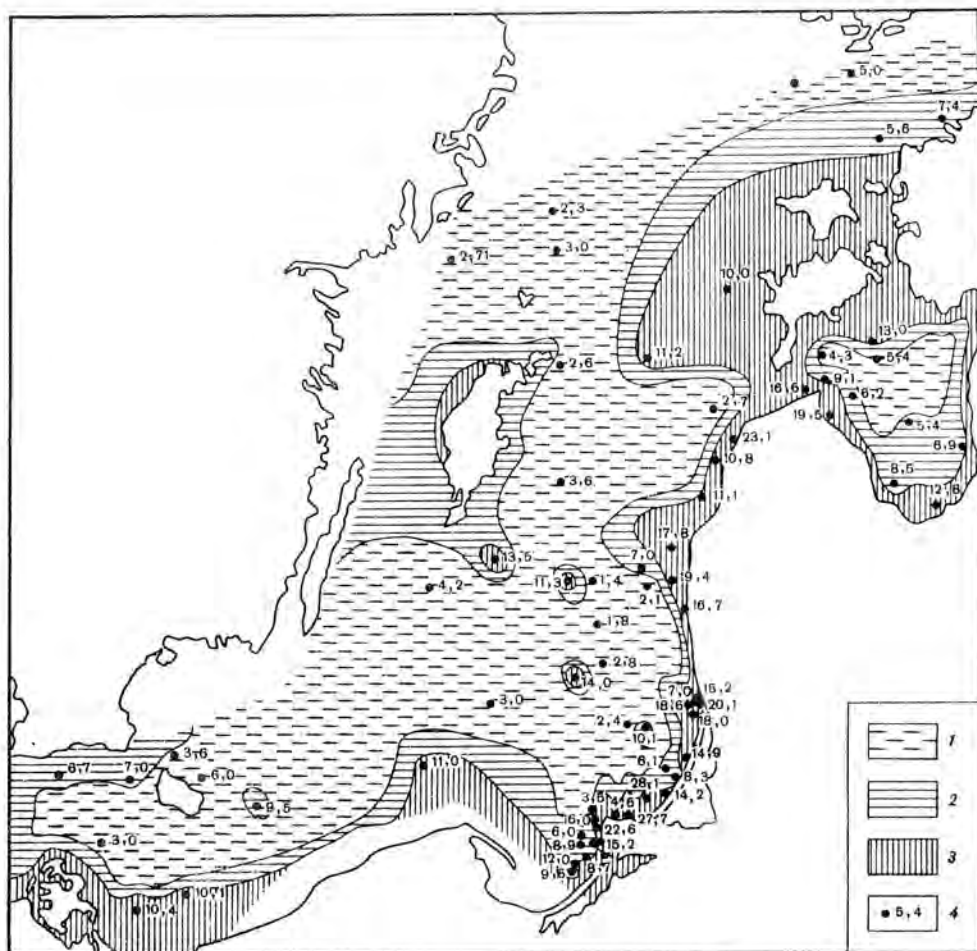


Рис. 31. Содержание SiO_2 вал. (в %) в фильтрационных пробах взвеси поверхностного слоя (0–1 м) вод Балтийского моря (разные времена года)
 1 – 5; 2 – 5–10; 3 – >10; 4 – местоположение проб и фактическое содержание

ным раствором эритрозина в 5%-ной карболовой воде), а также неокрашенные частицы органического происхождения, растительные остатки и кремнистые компоненты. Пересчет количества частиц на вес для каждой группы проведен по методике Ю.А. Богданова.

В открытой части моря основную часть взвеси составляют органические частицы (76,9–99,6%), причем с глубиной (по крайней мере до 80–100 м?) их содержание увеличивается, размеры частицы составляют в основном < 0,0025 мм. Лишь в поверхностном слое встречаются более крупные частицы. В Финском заливе отмечено большое количество синих (железосодержащих) частиц, что подтверждается данными химического анализа.

В Готландской впадине общее количество частиц уменьшалось от поверхности (0,6 млн. шт/л) до 0,3 млн. шт/л на горизонте 100 м. У дна общее количество частиц резко возрастало (1 млн. шт/л). Большим (1,2 млн. шт/л) было количество частиц также в слое скачка. Размер частиц был в основном < 0,0025 мм. В слое скачка таких частиц было несколько больше. Терригенные частицы составляли 23% лишь в поверхностном горизонте, вниз по глубине их содержание составляло 0,4–3%. Диатомовые в основном были встречены на горизонтах 50 и 100 м, причем с глубиной отношение целых створок к обломкам уменьшалось.

Химический состав взвеси. Содержание SiO_2 вал во взвеси разных времен года колебалось в пределах 1,4–20,1%. Максимальные количества этого компонента обычно приурочены к прибрежным участкам, минимальные – к водам

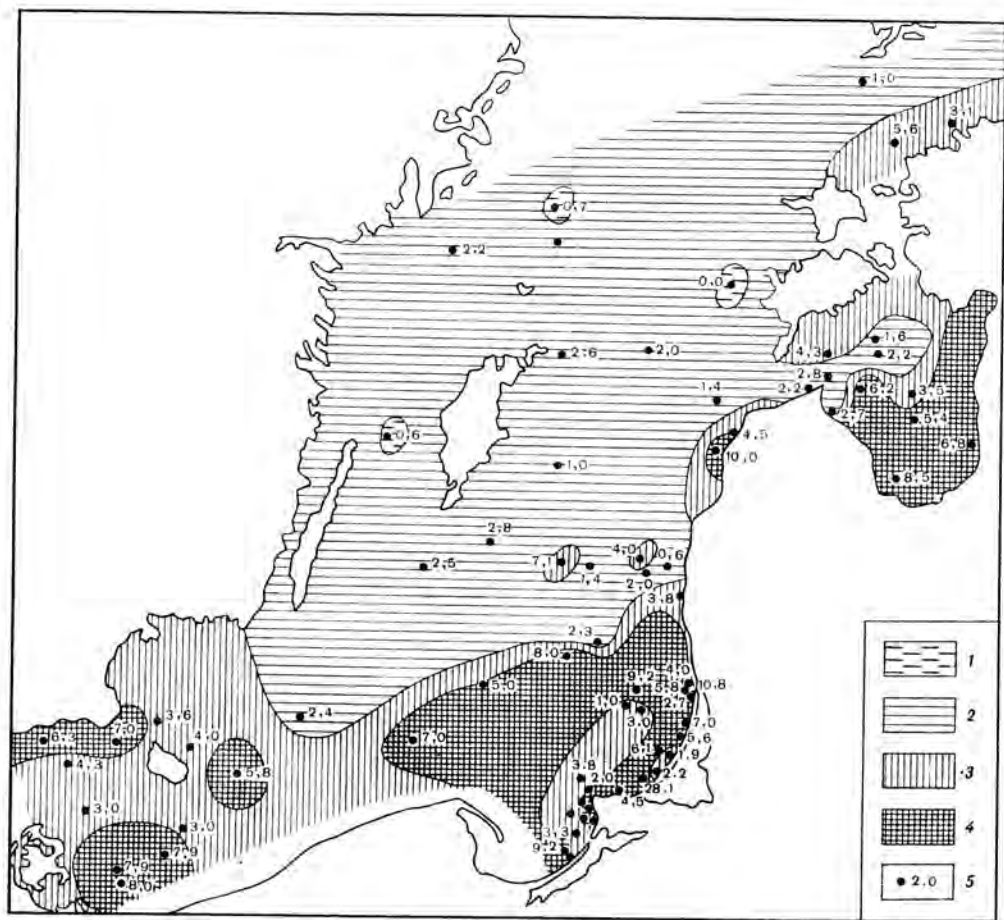


Рис. 32. Содержание SiO_2 аморф (в %) в фильтрационных пробах взвеси поверхностного слоя (0–1 м) вод Балтийского моря (разные времена года)

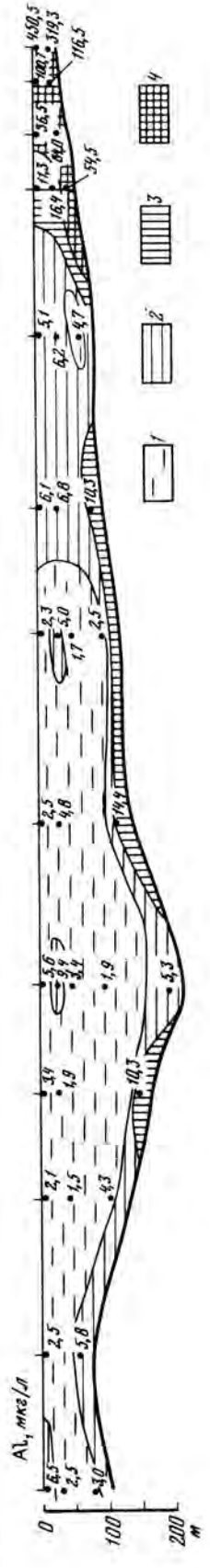
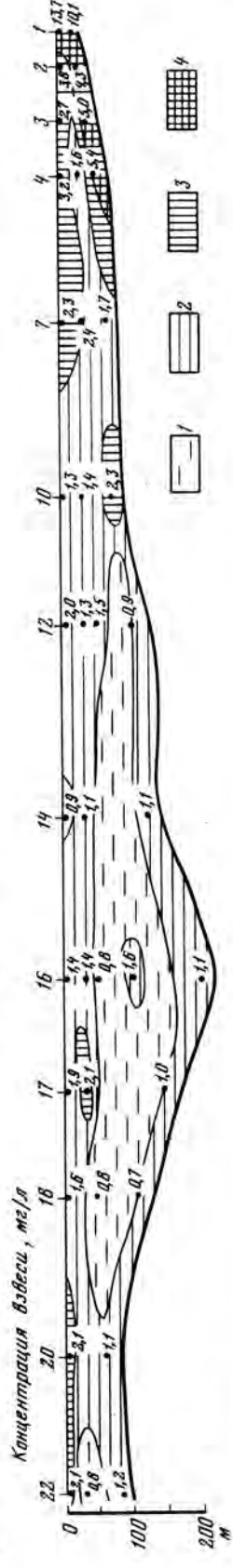
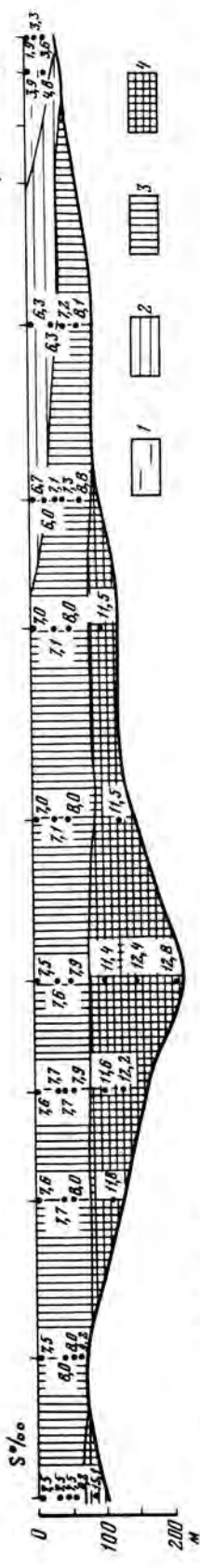
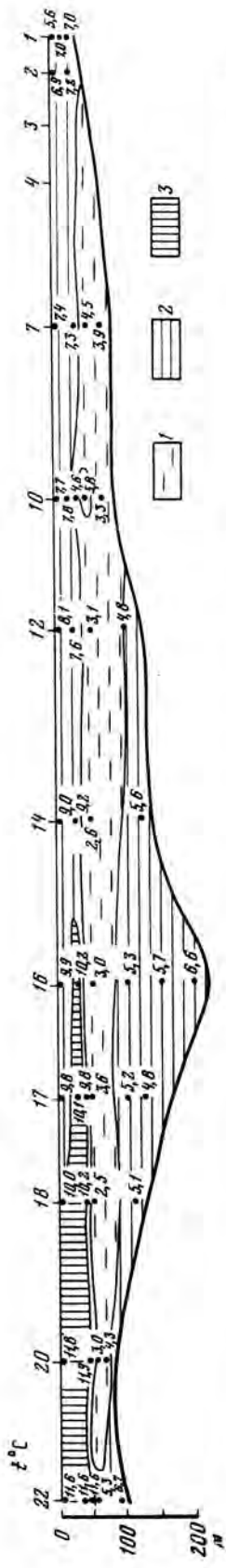
1 – <1; 2 – 1–3; 3 – 3–5; 4 – >5; 5 – местоположение проб и фактическое содержание

открытого моря (рис. 31). Это связано с тем, что SiO_2 вал во взвеси представлен преимущественно терригенными частицами, максимальная концентрация которых резко тяготеет к прибрежным водам. По мере удаления от берега эти частицы погружаются в глубь моря, тем самым обедняя взвесь поверхностного слоя вод кремнеземом.

Аморфный кремнезем составляет меньшую половину SiO_2 вал. Его содержание в поверхностной взвеси колеблется в пределах 0–28,1%. Повышенные количества этого компонента, как и SiO_2 вал, так же тяготеют к заливам, предустьевым и прибрежным участкам моря (рис. 32). Во взвеси открытого моря обычно содержится 1–5% SiO_2 аморф

Взвесь всей толщи вод Балтийского моря была разделена на терригенный, переходный (смешанный), органический и кремнистый (биогенный) типы [Пустельников, 1974; Емельянов, Пустельников, 1975, 1976]. Средние содержания биогенных кремнистых частиц в этих типах взвеси соответственно равны 4,9; 15,2; 1,8 и 73,6%; $C_{\text{орг}}$ – 10,3; 17,5; 28,8 и 16,3% также соответственно.

В целом содержание биогенных компонентов во взвеси заметно понижается ниже слоя скачка за счет растворения. Было рассчитано, что в Балтийское море ежегодно поступает 43,1 млн. т терригенного вещества и продуцируется 174,2 млн. т биогенных компонентов (в том числе 64,33 млн. т $C_{\text{орг}}$ и 57,55 млн. т SiO_2 аморф). Из всего этого количества на дно осажается



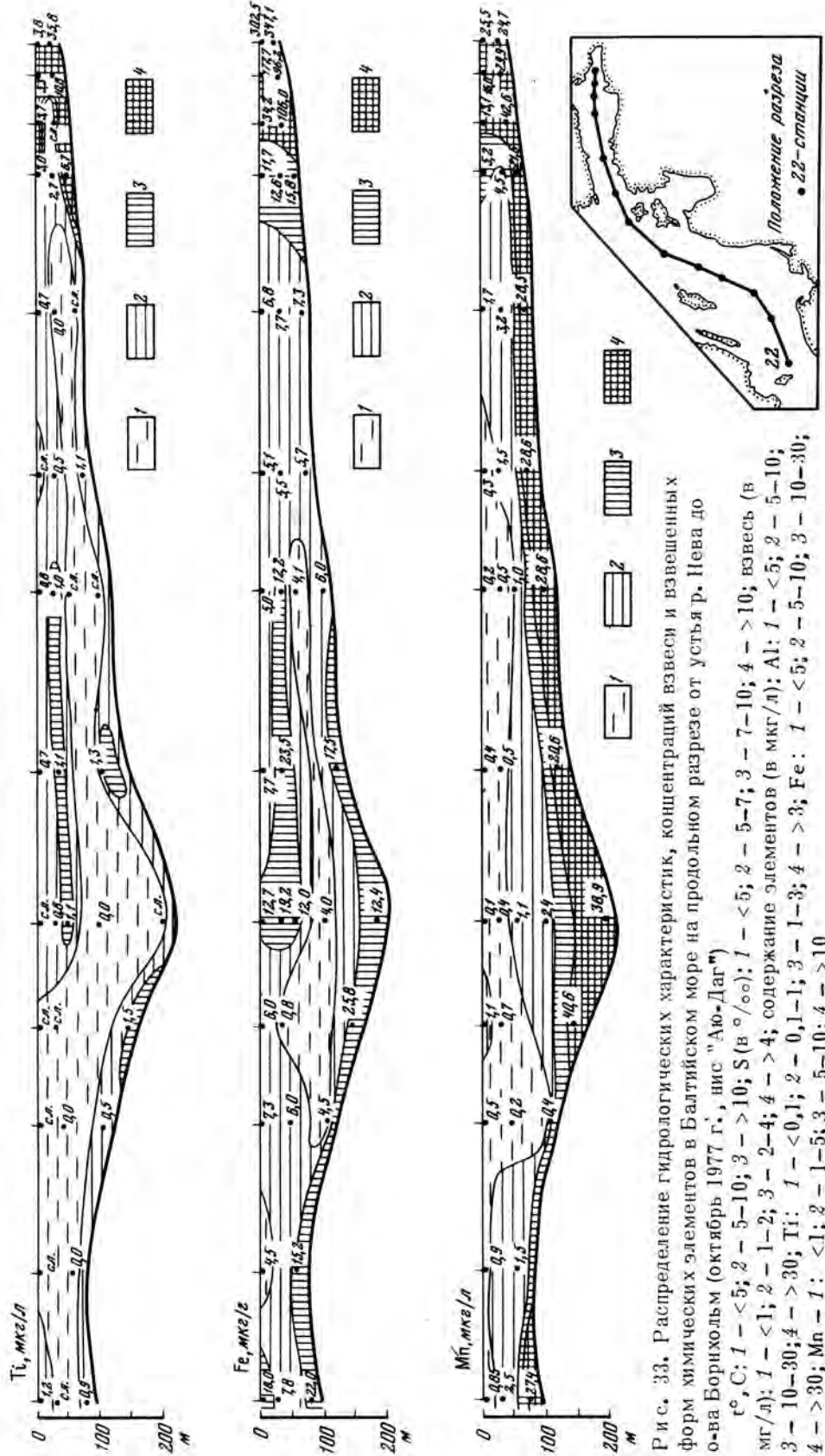


Рис. 33. Распределение гидрологических характеристик, концентраций взвеси и взвешенных форм химических элементов в Балтийском море на продольном разрезе от устья р. Невы до о-ва Борнхольм (октябрь 1977 г., нис "Аю-Даг")

r°, C : 1 - < 5; 2 - 5-10; 3 - > 10; S (в $^\circ/\text{oo}$): 1 - < 5; 2 - 5-7; 3 - 7-10; 4 - > 10; взвесь (в мг/л): 1 - < 1; 2 - 1-2; 3 - 2-4; 4 - > 4; содержание элементов (в мг/л): Al: 1 - < 5; 2 - 5-10; 3 - 10-30; 4 - > 30; Ti: 1 - < 0,1; 2 - 0,1-1; 3 - 1-3; 4 - > 3; Fe: 1 - < 5; 2 - 5-10; 3 - 10-30; 4 - > 30; Mn - 1: < 1; 2 - 1-5; 3 - 5-10; 4 - > 10

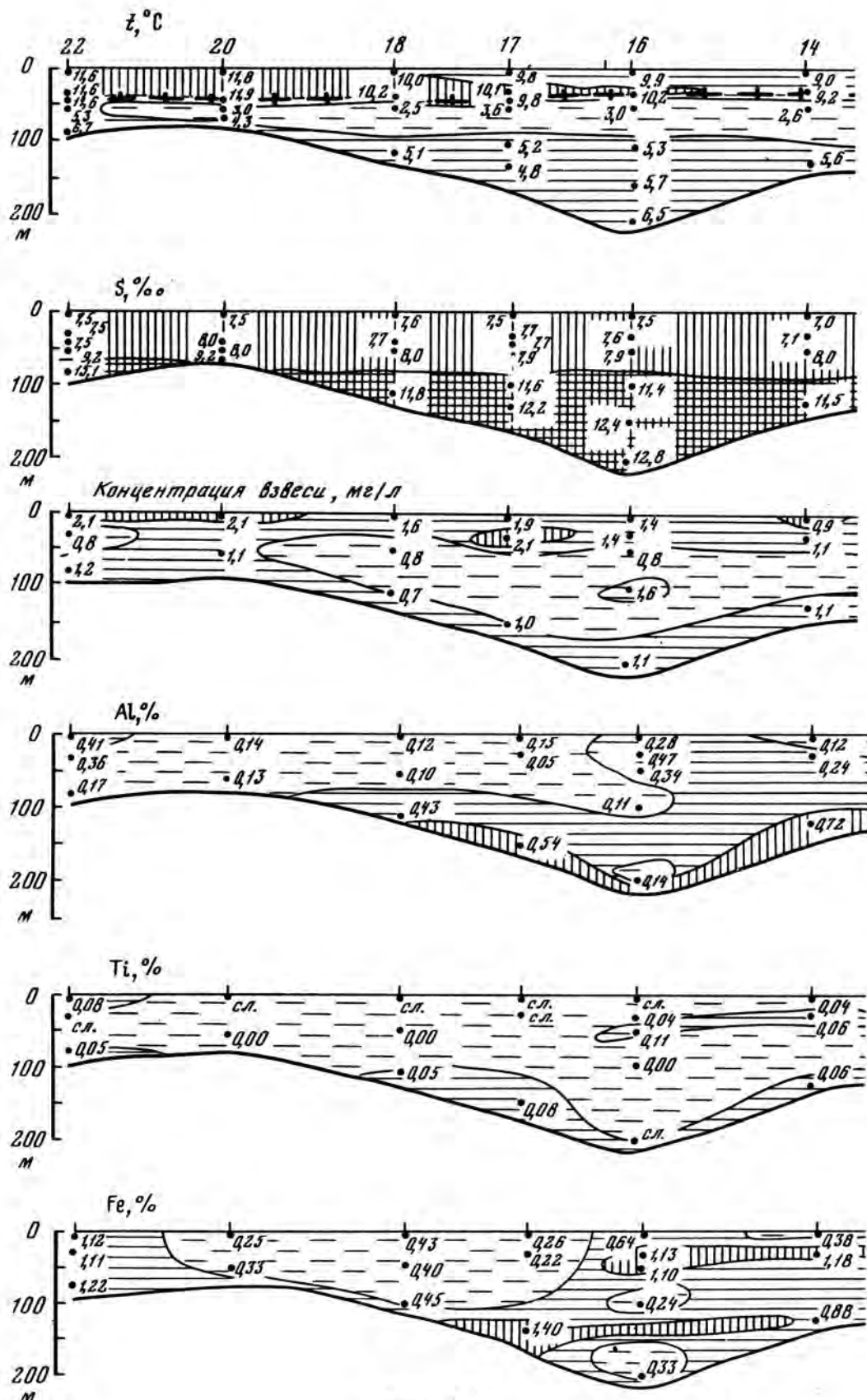
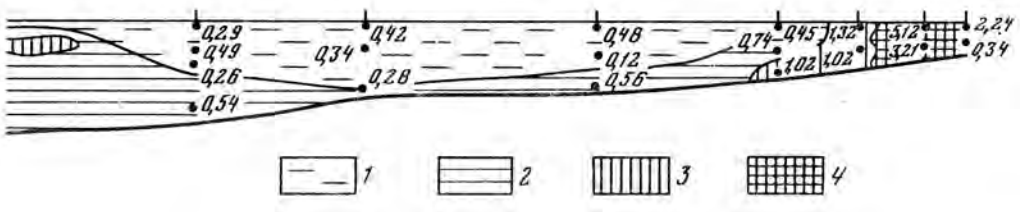
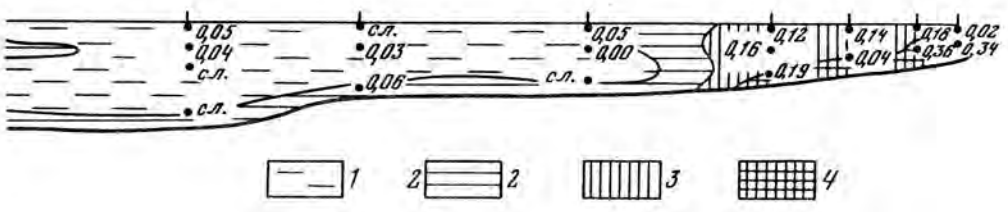
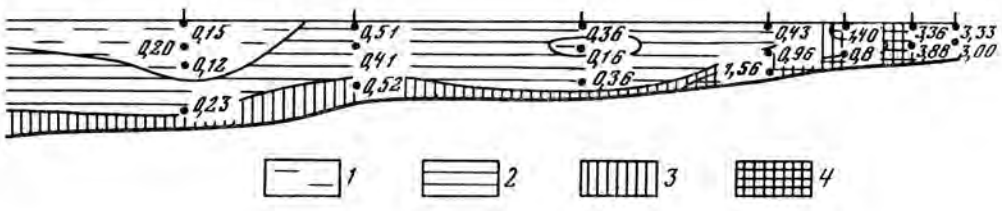
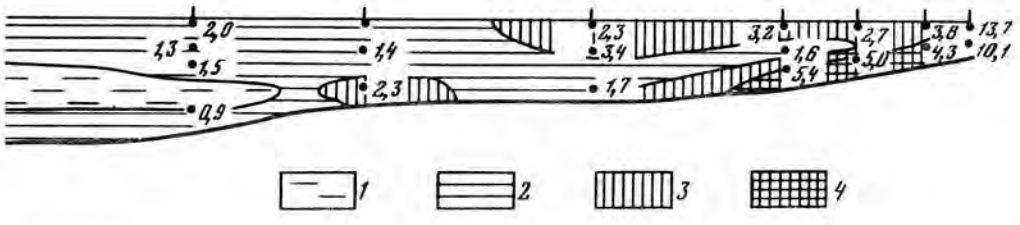
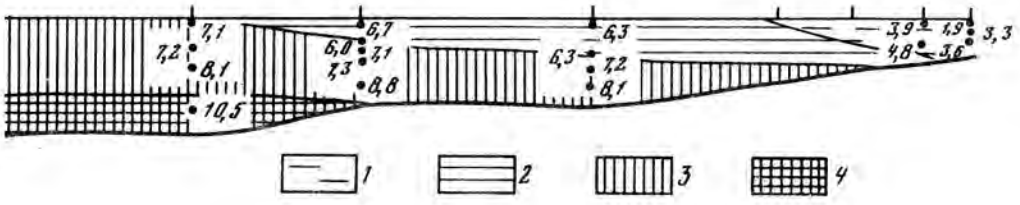
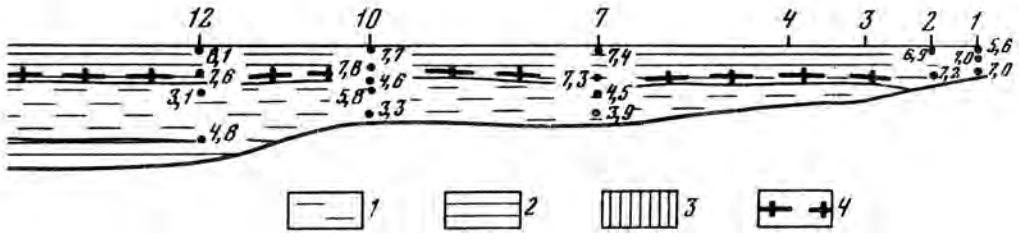


Рис. 34



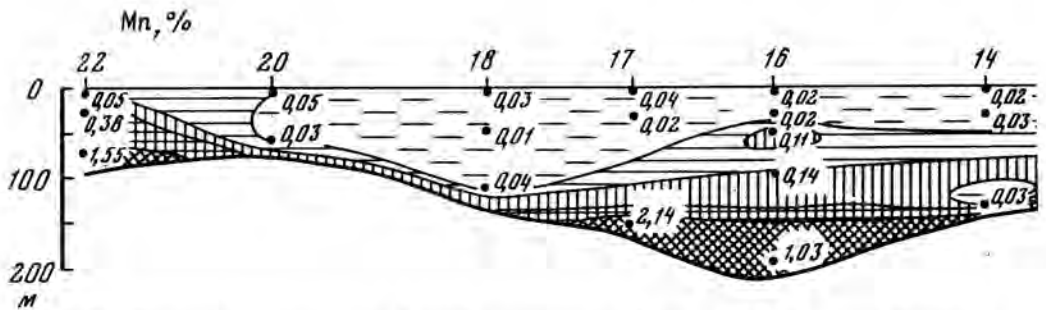


Рис. 34. Концентрация взвеси (мг/л) и химический состав (в %) взвеси Балтийского моря на продольном разрезе от устья р. Невы до о-ва Борнхольм (октябрь 1977 г., нис "Аю-Даг")

$t^{\circ}\text{C}$: 1 - < 5; 2 - 5-10; 3 - 10-15; 4 - слой скачка $t^{\circ}\text{C}$; S (в %о): 1 - < 5; 2 - 5-7; 3 - 7-10; 4 - > 10; взвесь (в мг/л): 1 - < 1; 2 - 1-2; 3 - 2-4; 4 - > 4; содержание элементов (в %): Al: 1 - < 0,2; 2 - 0,2-0,5; 3 - 0,5-1; 4 - > 1; Ti: 1 - < 0,05; 2 - 0,05-0,1; 3 - 0,1-0,2; 4 - > 0,2; Fe: 1 - < 0,5; 2 - 0,5-1; 3 - 1-2; 4 - > 2; Mn: 1 - < 0,05; 2 - 0,05-0,1; 3 - 0,1-0,2; 4 - 0,2-1; 5 - > 1

2,7 млн. т (0,91 Сор_г и 1,14 SiO₂ аморф), или 1,5% от валового поступления биогенных компонентов. Остальные 98,5% растворяются в водной толще и на поверхности дна.

Количества взвешенных форм Fe, Al и Mn в июне - июле 1978 г. были небольшими (см. рис. 30, *д, е, ж*). Ti вообще отмечался как следы. Количество взвешенных форм Al и Fe заметно увеличивалось в придонном слое вод. Это увеличение обусловлено скорее всего содержанием повышенного количества в придонных слоях вод глинистых частиц, а для Fe, вероятно, и за счет выпадения дополнительных порций его гидроокисей.

Марганец, как отмечалось нами ранее [Емельянов, 1977; Блажчишин, Емельянов, 1977], распределен в строгой зависимости от солености вод и содержания в ней кислорода. В случаях, когда в придонных водах все еще присутствует кислород, количества взвешенного марганца тем больше, чем выше соленость и ниже содержание кислорода. В данном случае количество взвешенного марганца возрастает от 0,2-1 мкг/л в деятельном слое (выше термоклина) до 10-25,6 мкг/л в придонном слое с соленостью 12-13‰ и содержанием кислорода 0,1-1 мл/л (см. рис. 30).

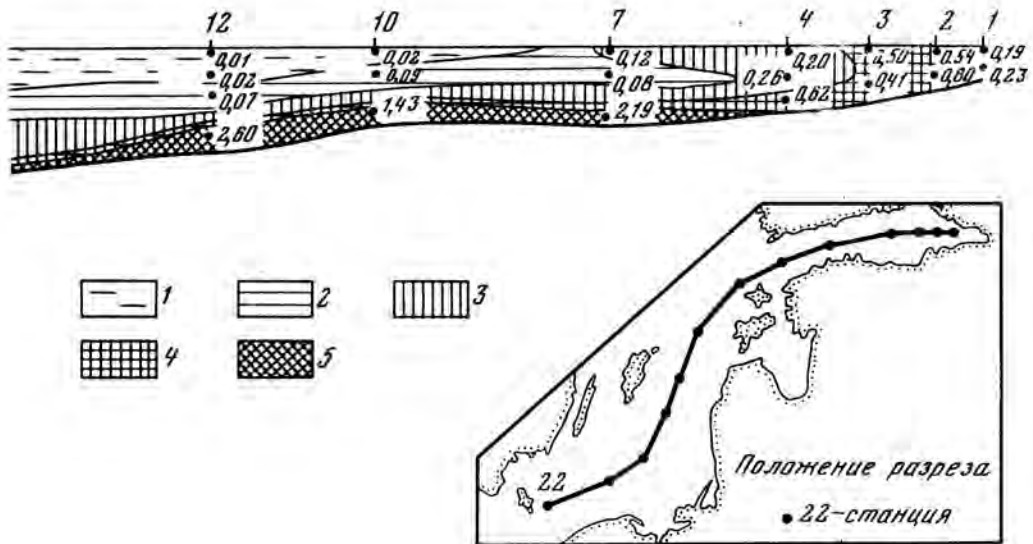
На рис. 33 представлены данные распределения концентрации взвеси, а также взвешенных и растворенных форм элементов в толще вод осенью (октябрь - ноябрь 1977 г.).

Как видно, абсолютные количества взвешенных форм элементов максимальны в Финском заливе, где концентрация взвеси повышена до 5-13,7 мг/л. По мере удаления от Финского залива (от устья р. Невы) количество взвешенных форм элементов заметно понижается. В целом наиболее низкие количества практически всех элементов наблюдаются в глубинных (промежуточных) водах открытой Балтики.

У дна, т.е. в слое повышенной мутности, количество химических элементов вновь повышается.

Совершенно по-иному распределен взвешенный марганец. Его количество прогрессивно увеличивается книзу. У дна, где содержание кислорода минимально, а соленость максимальна, количество марганца резко повышено.

Относительные содержания (в %) химических элементов во взвеси распределены примерно так же, как и их абсолютные концентрации (в мкг/л). Максимальные содержания характерны для кутовой части Финского залива, т.е. для района, где разгружается р. Нева. Здесь найдено (в %) до 3,68 Al, 0,36 Ti, 5,12 Fe, 0,8 Mn, 0,06 Cr, 0,08 Cu. Не повышены здесь содержания лишь Ni и Zn (рис. 34).



В большинстве случаев содержание Al, Ti, Cr, Ni и Fe увеличивается в придонном слое, что вызвано повышенным содержанием здесь абиогенного материала. Однако содержания Al, Ti и Fe во взвеси и в придонном слое вод значительно ниже, чем в верхнем слое осадков (примерно на порядок). Это говорит о том, что во взвеси этого слоя все еще содержится много биогенного материала, разбавляющего концентрации Al, Ti и Fe.

Очень высокие содержания Mn во взвеси. Причем эти содержания почти во всех впадинах, глубина которых лежит ниже термоклина (т.е. там, где содержание кислорода заметно ниже, чем в верхнем деятельном слое), у дна заметно выше, чем во взвеси верхнего слоя вод. Во взвеси придонных вод впадин Mn составляет 1,03–2,60%, т.е. примерно столько, сколько и в илах впадин – 0,1–6,85%. Таким образом, наблюдается значительное обогащение глубинной взвеси Балтики марганцем, о чем сообщалось нами неоднократно [Емельянов, 1974, 1977; Емельянов, Пустельников, 1975; Блажчишин, Емельянов, 1977].

Механизм обогащения глубинной взвеси марганцем и иногда железом описан ранее [Емельянов, 1979; Емельянов и др., 1980]. Марганец, который содержится в растворенном виде в поровых водах илов в резко повышенных концентрациях (10–30 мг/л), диффундирует вверх, в придонный слой вод. Если в водах содержится H_2S , то растворенный Mn^{2+} накапливается в воде. Если же в водах присутствует кислород, то Mn окисляется и выпадает в виде мельчайших гелей его окислов во взвесь. Так как в рассматриваемых нами случаях кислорода было очень мало (0,2–1 мл/л), то Mn, мигрируя снизу вверх, не сразу выпадает во взвесь, а постепенно. Полное его окисление происходит только на расстоянии 50–150 м от поверхности дна, где содержание O_2 повышается до 5–7 мл/л.

Значительная доля железа также содержится в растворенном виде, в особенности в поровых водах восстановленных осадков. Растворенное Fe^{2+} также из поровых вод диффундирует вверх. Однако в связи с тем что Fe – элемент более инертный, чем Mn, значительно раньше (быстрее) окисляется и выпадает во взвесь, его повышенные содержания наблюдаются значительно ближе ко дну (или к физико-химическому барьеру резкой смены Eh, или O_2-H_2S), чем у Mn. На разрезе, выполненном на судне "Аю-Даг" (рис. 34е), слой с повышенным содержанием Fe находится на глубине 150–180 м. Глубже (ст. 16), где кислорода меньше 0,5 мл/л, содержания и Fe, и Mn понижены (до 0,33 и 1,03% соответственно).

ЛИТЕРАТУРА

- Аксенов А.А., Выпит К.И., Емельянов Е.М.* Советско-польские геологические исследования в Гданьской бухте (Балтийское море). — *Океанология*, 1978, вып. 5, с. 951–953.
- Блажчишин А.И., Емельянов Е.М.* Основные черты геохимии Балтийского моря. — В кн.: Геохимические исследования и поиски на территории Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1977, с. 60–157.
- Богданов Ю.А., Лисицын А.П.* Распределение и состав взвешенного органического вещества в водах Тихого океана. — В кн.: Океанологические исследования. М.: Наука, 1968, № 18, с. 75–156.
- Емельянов Е.М.* Количественное распределение морской взвеси у побережья Самбийского полуострова — Куршской косы (Балтийского моря). — Там же, с. 203–213.
- Емельянов Е.М.* Распределение элементов (Fe, Al, Ti, Mn, Cu, Ni, Co) во взвеси Балтийского моря. — В кн.: Вопросы четвертичной геологии Прибалтики. Рига: Зинатне, 1974, № 7, с. 81–99.
- Емельянов Е.М.* Марганец в водах и осадках Атлантического океана. — В кн.: Проблемы рудообразования: IV симпозиум IAJOD — 1974. Варна, 1977, т. 3, с. 45–63.
- Емельянов Е.М.* Поливалентные металлы в водах и взвеси бассейна Атлантического океана. — В кн.: Взаимодействие между водой и живым веществом. М.: Наука, 1979, т. 1, с. 59–65.
- Емельянов Е.М., Пидлчук М.Ф., Воложних Б.В., Хандрос Г.С.* Формы железа и марганца в осадках на геохимическом профиле Балтийского моря. — В кн.: Ежегодник "Baltika", Вильнюс: Моклас, 1980, № 7.
- Емельянов Е.М., Пустельников О.С.* Количество взвешенных форм элементов (C_{орг}, SiO_{2ам}, Fe, Al, Ti, Mn, Ni, Cu, Co) в водах Балтийского моря. — *Геохимия*, 1975, № 7, с. 1049–1069.
- Емельянов Е.М., Пустельников О.С.* Взвешенное вещество, его состав и баланс осадочного материала в водах Балтийского моря. — В кн.: Геология Балтийского моря/Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова. Вильнюс: Моклас, 1976. 380 с.
- Кузнецов С.И.* Применение микробиологических методов к изучению органического вещества в водоемах. — *Микробиология*, 1949, т. 18, вып. 3.
- Пустельников О.С.* Количественное распределение взвеси в центральной и юго-западной частях Балтийского моря. — *Океанология*, 1969, вып. 6, с. 1018–1030.
- Пустельников О.С.* Геологическая характеристика бассейна и механизм формирования донных осадков Балтийского моря (по данным изучения взвеси): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Вильнюс, АН ЛитССР, 1974. 22 с.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ И ПРОВИНЦИИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Балтийское море, несмотря на мелководность и простое тектоническое и геоморфологическое строение, характеризуется сложными процессами седиментации. В отдельных районах эти процессы настолько своеобразны, что приводят к накоплению тех или иных генетических и вещественно-генетических типов осадков или их разновидностей с очень характерным химическим составом. В одних районах осадки обогащаются SiO₂ кварц, в других — SiO₂ кварц, Fe, Ti и Zr, в третьих — Al, Na, C_{орг}, Mo, Mn, в четвертых — какой-либо другой ассоциацией химических элементов. Накопление осадков с разным литолого-геохимическим составом обуславливается разными факторами, среди которых главные — процессы поступления и механического фракционирования терригенного осадочного материала, гидродинамический режим, обуславливающий резкую стратификацию водной толщи, положение границы окислительно-восстановительного барьера (Eh), волновые процессы, скорости осадконакопления и т.д.

По геохимическим процессам, происходящим в водной толще и в верхнем, "деятельном", слое осадков, а также по характерным особенностям химического состава осадков Балтийское море может быть подразделено на несколько литолого-геохимических областей (ЛГО), а последние — на несколько литолого-геохимических районов (ЛГР).

Среди ЛГО выделяются: 1) терригенно-обломочная силицитная (кварцевая), охватывающая площади распространения терригенно-обломочных осадков (песков, крупных алевритов, мелкоалевритовых илов; преобладают фракции > 0,1 или

Таблица 12

Литолого-геохимическое районирование Балтийского моря

ЛГО	ЛГР	ЛГП
Терригенно-обломочная	Собственно силицитный (кварцевый) Силицитный железисто-титаноциркониевый (шлиховой) Силицитный (кварцевый) с железисто-марганцевыми конкрециями	
Терригенно-глинистая алюмосиликатная	Алюмосиликатный марганцовистый с железо-марганцевыми конкрециями Собственно алюмосиликатный	Рижского, Финского и Ботнического заливов Центральной Балтики, Гданьского бассейна, Борнхольмской и Арконской впадин
Хемогенно-корковидная	Алюмосиликатный карбонатно-марганцовистый Железистый корковидный	Готландской и Ландсортской впадин

0,1-0,01 мм; фракции <0,01 мм обычно <45-50%); 2) терригенно-глинистая алюмосиликатная, охватывающая площади распространения терригенных алевритово-пелитовых и пелитовых илов (фракция <0,01 мм преобладает, ее обычно >45-50%); 3) хемогенно-корковидная, охватывающая области моря с "нулевой" седиментацией (или размывом дна) с железистыми корками на поверхности дна. Ранее подобные области выделялись А.И. Блажчиным [1972; Геология..., 1976] под названием мелководной и глубоководной седиментационных областей и транзитной зоны соответственно.

В пределах терригенно-обломочной силицитной ЛГО можно выделить следующие ЛГР: 1) собственно силицитный (кварцевый); 2) силицитный железисто-титано-циркониевый (шлиховой) и 3) силицитный (кварцевый) с железистыми корками. Данные ЛГР могут быть подразделены на отдельные литолого-геохимические провинции (ЛГП), охватывающие конкретные участки одного и того же ЛГР.

В пределах терригенно-глинистой алюмосиликатной ЛГО выделяются ЛГР: 1) алюмосиликатный марганцовистый с железо-марганцевыми конкрециями (граница окислительно-восстановительного барьера лежит в иле или на глубине 0,1-10 см); 2) собственно алюмосиликатный, охватывающий площади распространения восстановленных (серых) глинистых илов (граница окислительно-восстановительного барьера лежит на поверхности дна); 3) алюмосиликатный карбонатно-марганцовистый ЛГР (граница окислительно-восстановительного барьера то лежит на поверхности ила, то значительно выше, в придонном слое вод).

В пределах алюмосиликатного марганцовистого ЛГР с железо-марганцевыми конкрециями можно выделить ЛГП Рижского, Финского и Ботнического заливов; в пределах собственно алюмосиликатного ЛГР выделяются ЛГП центральной Балтики (окраины Готландской впадины и более мелководные впадины с восстановленными глинистыми илами), Гданьского бассейна, Борнхольмской впадины, Арконской впадины и др.

Марганцовисто-карбонатный ЛГР подразделяется на ЛГП Готландской и Ландсортской впадин.

Основные геохимические признаки, а также основные процессы, происходящие в тех или иных ЛГР и ЛГП, перечислены в табл. 12. Характеристика состава осадков и процессов седиментогенеза наиболее характерных ЛГР и ЛГП Балтийского моря изучены в основном в 26 А рейсе нис "Академик Курчатов".

Блажчишин А.И. Геологическое строение и донные осадки Балтийского моря: Автореф. дис. ... геол.-минер. наук. Вильнюс: Вильнюс. гос. ун-т им. В.Капукаса, 1972, 32 с.
Геология Балтийского моря/Под ред. В.К. Гуделаса, Е.М. Емельянова. Вильнюс, 1976. 380 с.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ РИЖСКОГО ЗАЛИВА

Литолого-геохимическая провинция (ЛПП) Рижского залива по принятой нами классификации относится к алюмосиликатному марганцовистому литолого-геохимическому району (ЛГР). В одних случаях для данной ЛПП характерны железомарганцовистые конкреции, в других — наличие верхнего окисленного слоя, обогащенного Mn, но практически не содержащего железо-марганцовистых конкреций.

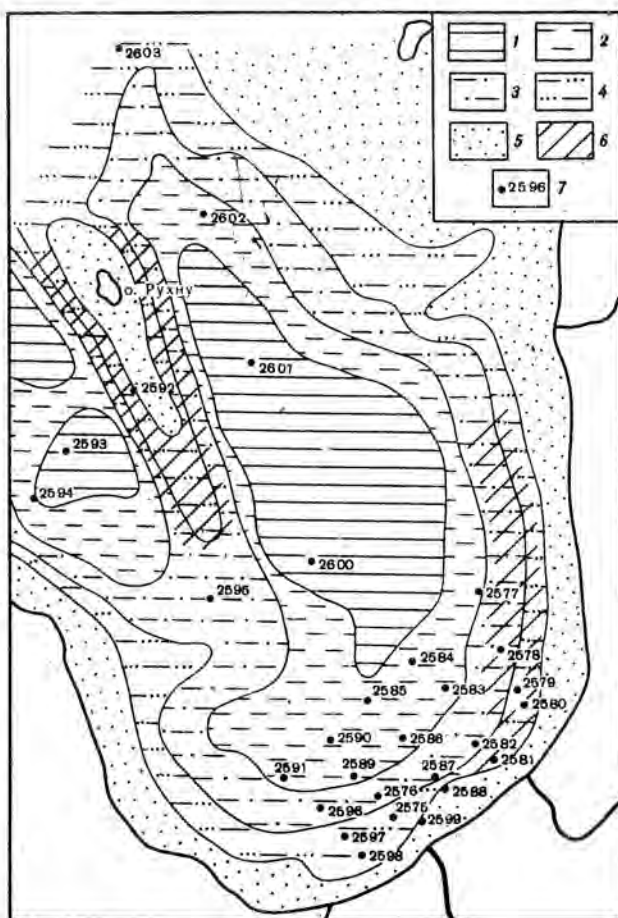
При изучении осадков Рижского залива, а также и осадков Готландской впадины (см. раздел Е.М. Емельянова, с. 134) был применен метод статистической обработки по программе "Геохимик". Исходными данными для программы служат показатели элементного состава, полученные в результате геохимического анализа на станциях выбранной геолого-геохимической провинции. Максимальное количество показателей — 24; возможен выбор группы элементов из полного набора элементов. Результатом обработки группы станций являются средние значения, среднеквадратичные отклонения, асимметрия, эксцесс и эмпирическое распределение по каждому из элементов и характеристики статистической взаимосвязи — матрицы коэффициентов корреляции, коэффициентов регрессии и значений пересечений линий регрессии. В программе предусмотрено, что отдельные показатели элементного содержания могут отсутствовать (например, если анализ по некоторому элементу не выполнялся). Отсутствующие данные кодируются отрицательным числом и в расчетах не участвуют. Из-за возможных пропусков данных оценки коэффициентов корреляции для разных пар элементов вычисляются с разной статистической обеспеченностью. Количество пар значений, по которым рассчитаны коэффициенты корреляции, печатается в нижнем треугольнике выводов матрицы коэффициентов корреляции. Если число анализируемых элементов больше 17, тогда, чтобы не выводить корреляционную матрицу по частям, вывод коэффициентов корреляции на печать выполняется в виде условно-целых чисел $10^{-x} r_{ij}$ (печать двух знаков после запятой).

Осадки Рижского залива, имеющего глубины до 50 м, представлены терригенными разностями осадков (от песков до пелитовых илов; рис. 35). Причем смена гранулометрических типов осадков постепенная; у берега залегают пески, в центре впадины — пелитовые илы. Примерно аналогичные гранулометрические типы прослеживаются и в колонках (их длина 3–5 м; см. раздел А.И. Блажчишина, с. 230). Окисленный слой наблюдается почти по всему Рижскому заливу, однако его мощность неодинакова: от долей миллиметров до 10–15 см. Железо-марганцевые конкреции распространены главным образом вокруг о-ва Рухну и в юго-восточной части залива. Они развиваются в основном на крупных алевритах и мелкоалевритовых илах [Горшкова, 1961, 1967; Варенцов, 1975; Варенцов, Блажчишин, 1976], где скорости осадконакопления несколько замедлены.

Жидкий сток в Рижский залив равен $31,2 \text{ км}^3/\text{год}$. Залив активно питается осадочным материалом. Река Даугава выносит около 453,6 тыс. т. взвешенных веществ, а всего в залив выносятся 727 тыс. т/год твердого материала [Геология..., 1976, с. 124, 272]. В залив ежегодно выносятся 48,8 тыс. т железа и 0,634 тыс. т марганца. Это в 8 и 2 раза (соответственно) больше, чем получает за это время Финский залив. На геохимическом барьере устья р. Даугава — Рижский залив концентрации взвешенных форм элементов, а также относительные содержания многих из них (за исключением $\text{SiO}_2 \text{ ам}$) резко падают [Емельянов, Пустельников, 1976, рис. 68]. В этой барьерной геохимической зоне происходит интенсивное биогеохимическое преобразование форм миграции осадочного вещества: интенсивное потребление биогенных компонен-

Рис. 35. Схема расположения станций и распределения типов осадков в Рижском заливе. Составил А.И. Блажчишин

1 – илы терригенные, пелитовые; 2 – илы терригенные, алевритово-пелитовые; 3 – илы терригенные, мелкоалевритовые; 4 – крупные алевриты, терригенные; 5 – пески терригенные; 6 – ареалы распространения Fe-Mn конкреций; 7 – местоположение и номер геологических станций



тов фитопланктоном, бурное развитие диатомовых водорослей (в результате за зоной смешения вод происходит повышение концентраций взвешенных форм SiO_2 ам) и т.д. Водная взвесь Рижского залива по химическому составу значительно отличается от взвеси других районов Балтийского моря. Она содержит значительные количества глинистых минералов, в результате чего заметно обогащена такими литогенными компонентами, как

SiO_2 вал, Al, Ti, K, Na, Fe (см. раздел Е.М. Емельянова, В.Л. Стрюк в настоящей книге). У устья р. Даугава взвесь заметно обогащена хромом и кадмием. По химическому составу взвесь Рижского залива наиболее близка к составу донных осадков. Очень характерно резкое обогащение взвеси марганцем. В сепарационной взвеси этот элемент составляет 0,10-0,41%, что является максимальным для верхнего (деятельного) слоя вод всего Балтийского моря.

Взвешенный материал, попав в водную среду, подвергается гидродинамическому воздействию, а следовательно, механическому фракционированию. В соответствии с этим главным для Рижского залива процессом происходит и распределение химических элементов в осадках (табл. 12). По характеру распределения изученные элементы распределяются по четырем правилам фракций [Емельянов, 1979]. По правилу песчаной фракции (правило 1) распределен SiO_2 вал (и SiO_2 кварц). Его много там, где преобладает фракция 1-0,1 мм (у берега). По правилу алевритовой фракции (правило 2) распределены некоторые гидролизаты (Zr и др.): их содержания чаще всего повышены там, где осадки представлены крупными алевритами и мелкоалевритовыми илами. Все остальные элементы, за исключением тех, которые вместе с железом и марганцем стягиваются в железистые конкреции, распределены по правилу пелитовой фракции (правило 3): их содержания повышены в местах распространения пелитовых илов. Марганец, частично железо и некоторые микроэлементы распределены по фракциям неравномерно, скачкообразно (правило 4, или правило химико-пелитовой фракции). Это связано с тем, что элементы данной группы стягиваются в виде конкреции или им сопутствуют.

Характерно распределение CaCO_3 в верхнем слое осадков (рис. 36). Его содержание колеблется в пределах от 0 до 14,1%. Как показывает микроскопи-

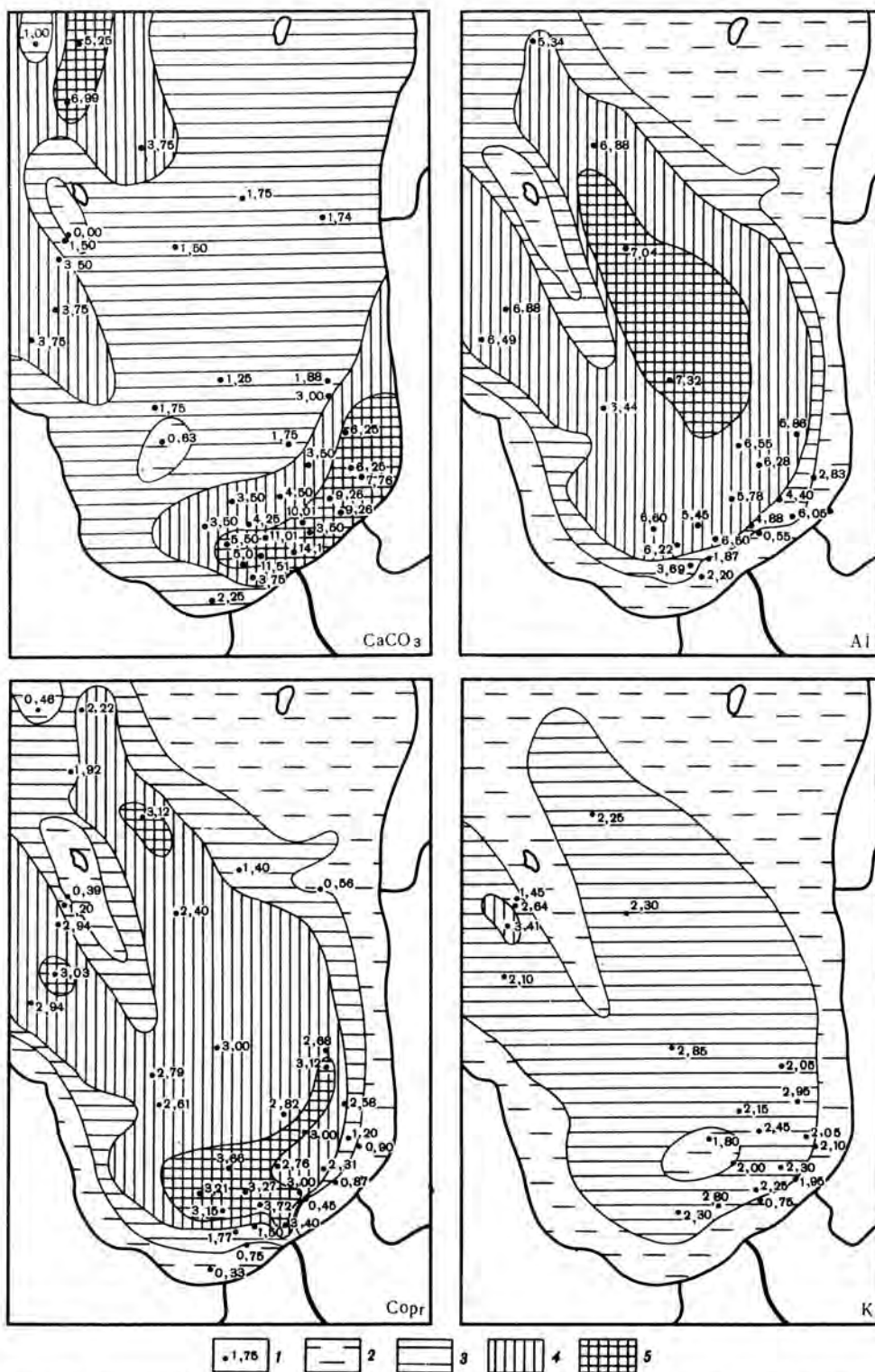


Рис. 36. Распределение CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$, Al и K в верхнем слое (0–5 см) осадков Рижского залива (в %)

1 – местоположение изученных проб и фактическое содержание; CaCO_3 :
 2 – <1; 3 – 1–3; 4 – 3–5; 5 – >5; $\text{C}_{\text{орг}}$: 2 – <1; 3 – 1–2; 4 – 2–3; 5 – 3–4;
 Al: 2 – <3; 3 – 3–5; 4 – 5–7; 5 – >7; K: 2 – <2; 3 – 2–3; 4 – >3

ческий и рентгеноструктурный анализы, карбонаты в осадках Рижского залива - терригенные. Выявляются две карбонатные питающие провинции. Первая, наиболее мощная, расположена в бассейне р. Даугава. Именно к устью этой реки тяготеют ареалы наиболее высоких содержаний CaCO_3 . Вторая провинция расположена на северо-западе, откуда и поступают карбонаты в район о-ва Рухну.

Органический углерод в верхнем слое осадков составляет от 0,33 до 3,72%. Пониженные его количества характерны для мелководных песчано-алевритовых осадков, повышенные - для илов, залегающих вдали от берегов (см. рис. 36).

Очень неравномерно распределение марганца в осадках. Его содержания в верхнем слое осадков колеблются в пределах от 0,02 до 2,25% (рис. 37). Выявляется несколько ареалов высокого содержания (0,10-2,25%). Все они приурочены к осадкам, верхний слой которых либо хорошо, либо слабо окислен. Где осадки восстановлены по всей толще, содержания марганца не превышают 0,10%.

В осадках Рижского залива распространены железо-марганцевые конкреции двух типов: плоские (лепешковидные) и мелкие округлые (дробевидные) [Горшкова, 1961, 1967; Варенцов, 1975; Варенцов, Блажчишин, 1976]. Первые из них приурочены преимущественно к мелкоалевритовым илам юго-восточной части залива (к северу от устья р. Даугава), имеющим мощность окисленного слоя 1-15 см. Дробевидные конкреции развиваются преимущественно в верхнем слое слабоокисленных крупных алевритов вокруг о-ва Рухну. Характерно, что ареалы распространения железо-марганцевых конкреций и окисленных осадков, обогащенных марганцем, совпадают не всегда: есть большие площади дна, где марганец составляет $>0,10\%$, но где конкреции не образуются. Вторая особенность распределения, характерная только для мелководных заливов, - его повышенное накопление даже там, где содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ довольно высокое - 1,00-3,03%. И третья особенность - ареалы повышенных содержаний марганца практически не совпадают с ареалами повышенных содержаний железа. Там, где содержится $>0,10\%$, чаще всего количество железа равно 3-5%. Следовательно, в осадках Рижского залива идет активное химическое разделение этих двух элементов: накопление рассеянного марганца на фоне обычных (кларковых) содержаний железа. Эти элементы начинают сопутствовать друг другу лишь при конкрециеобразовании. Причем в конкрециях, развивающихся преимущественно на обломочных осадках (обычно округлые конкреции и корки), отношение Fe/Mn значительно выше, чем в плоских конкрециях, развивающихся на поверхности окисленных илов. Очевидно, и механизм их накопления тоже несколько различный: в первом случае, по-видимому, больше хемосорбционный, во втором диagenетический. "Подтягиванием" из нижних, восстановленных осадков Mn^{2+} , его окислением до Mn^{4+} и выпадением в виде гидроокисей объясняется высокое содержание марганца в верхнем окисленном слое. Восстановленные осадки (слой 1-24 см), подстилающие верхний окисленный слой, содержат 0,05-0,10% марганца.

При рассмотрении схем распределения элементов по площади выявляется большая роль выносов р. Даугавы в формировании химического состава осадков. Наибольшее влияние выносы этой реки оказывают на распределении CaCO_3 , затем на $\text{C}_{\text{орг}}$, Co , Ni , Cu , Pb и Cr . Эти компоненты и элементы образуют ареалы высоких содержаний вблизи устья реки. Элементы-гидролизаты (Al , Ti и др.) распределяются вне всякой зависимости от устья р. Даугавы. Цинк распределяется по сложной и мало понятной схеме. Он концентрируется в сульфидах и его много, где много этих аутигенных минералов (рис. 37, 38; см. рис. 36).

Как показывают коэффициенты корреляции, одни элементы сопутствуют железу, другие марганцу, третьи органическому веществу или алюминию.

Ниже приводятся статистические данные математической обработки результатов химических анализов донных осадков Рижского залива (А) верхнего слоя (0-10 см, иногда 0-25 см) и (Б) позднечетвертичных осадков.

В колонках осадков Рижского залива практически содержатся те же количества химических элементов, что и в верхнем слое осадков (табл. 13). Исключение составляет, пожалуй, только марганец, к низу колонок содержание которого обычно падает. В отдельных же прослоях (правда, вблизи поверхности) количество этого элемента остается довольно высоким, особенно в колонке 2578, расположенной в пределах ареала с максимальными содержаниями в верхнем

А

Элемент	Rb	Al	Fe	Mn	Ti	P	K	Na	CaCO ₃	SiO _{2ам}	C _{орг}	Ba
Rb	47	23	20	-23	72	17	62	28	-2	51	30	17
Al	13	14	94	59	-	99	20	64	-80	77	81	11
Fe	47	14	49	49	96	59	9	19	-63	72	68	40
Mn	32	10	32	32	40	49	6	27	-33	27	40	47
Ti	13	2	13	13	13	65	83	42	-72	-	75	45
P	21	4	21	21	13	21	8	12	-49	92	30	57
K	29	7	29	29	12	20	29	48	-4	34	9	7
Na	29	7	29	29	12	20	29	29	-23	64	34	8
CaCO ₃	42	13	43	31	13	21	28	28	43	-80	-24	-27
SiO _{2ам}	10	10	11	8	1	3	5	5	10	11	83	41
C _{орг}	42	13	43	31	13	21	28	28	43	10	43	17
Ba	47	13	47	32	13	21	29	29	42	10	42	47
Ce	47	14	48	32	13	21	29	29	43	11	43	47
Th	47	14	48	32	13	21	29	29	43	11	43	47
Hf	47	13	47	32	13	21	29	29	42	10	42	47
Sc	47	13	47	32	13	21	29	29	42	10	42	47
Eu	47	14	48	32	13	21	29	29	43	11	43	47
Cu	36	11	36	31	13	21	28	28	34	9	34	36
Zn	36	11	36	31	13	21	28	28	34	9	34	36
Ni	36	11	36	31	13	21	28	28	34	9	34	36
Co	47	14	48	32	13	21	29	29	43	11	43	47
Cr	47	14	48	32	13	21	29	29	43	11	43	47
Sb	28	12	28	20	7	12	17	17	27	8	27	28
La	44	13	45	31	13	21	29	29	41	10	41	44

Б

Элемент	Al	Fe	Mn	Ti	P	K	Na	CaCO ₃	SiO _{2ам}	C _{орг}
Al	3	100	90	-	-	-	-	-99	-	100
Fe	3	34	33	74	64	-20	2	-75	80	74
Mn	3	34	34	73	43	20	14	-23	99	31
Ti	2	16	16	16	45	41	42	-29	-	62
P	2	23	23	16	24	39	9	-59	-	0
K	2	32	32	15	21	32	44	28	-	-21
Na	2	32	32	15	21	32	32	0	-	27
CaCO ₃	3	33	33	16	24	31	31	35	-75	-42
SiO _{2ам}	2	3	3	1	2	2	2	3	3	29
C _{орг}	3	33	33	16	24	31	31	35	3	35
Cd	-	13	13	13	13	13	13	13	-	13
Rb	3	34	34	16	23	32	32	33	3	33
Pb	1	6	6	2	6	5	5	6	-	6
Cu	3	34	34	16	23	32	32	33	3	33
Zn	3	34	34	16	23	32	32	33	3	33
Ni	3	34	34	16	23	32	32	33	3	33
Co	3	21	21	3	10	19	19	20	3	20
Cr	3	34	34	16	23	32	32	33	3	33
Li	1	6	6	2	6	5	5	6	-	6
фракция < 0,01	3	4	4	2	3	3	3	4	3	4

A

Ce	Th	Hf	Sc	Eu	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	Sb	La	\bar{X}	σ_x
-2	10	-7	8	15	42	18	35	38	15	6	22	52,30	28,34
40	57	-64	71	48	81	80	64	56	60	55	44	5,02	1,55
71	85	-36	88	75	76	78	63	62	69	49	65	3,19	1,43
52	33	-21	36	36	27	50	31	15	30	64	22	0,35	0,57
85	85	-52	91	85	90	78	83	81	91	62	76	0,42	0,08
56	52	1	47	59	38	66	64	55	44	70	37	0,08	0,02
-3	-9	-30	-2	-6	27	1	5	-21	-4	-22	-10	2,41	0,50
1	7	-47	13	4	26	18	11	3	32	6	-2	1,10	0,28
-50	-59	24	-62	-57	-45	-62	-54	-45	-50	-25	-50	7,12	4,50
29	57	-61	66	81	94	88	54	63	43	30	61	2,07	0,68
50	62	-47	64	46	75	61	48	53	77	43	59	1,92	0,92
39	47	31	40	62	22	51	43	44	30	45	48	450,74	212,96
48	85	-1	79	75	54	60	36	48	60	77	60	54,23	27,86
48	48	-9	92	85	69	71	58	66	71	58	73	10,32	4,41
47	47	47	27	3	-57	-36	-19	-8	-26	-6	-7	6,42	2,49
47	47	47	47	80	75	76	49	60	70	58	69	9,51	5,04
48	48	47	47	48	57	75	58	68	57	61	78	1,45	0,59
36	36	36	36	36	36	75	50	55	46	40	58	19,58	8,34
36	36	36	36	36	36	36	63	78	48	55	66	109,47	61,98
36	36	36	36	36	36	36	36	79	47	21	51	29,31	14,36
48	48	47	47	48	36	36	36	48	60	38	65	13,19	9,46
48	48	47	47	48	36	36	36	48	48	52	59	57,90	26,25
28	28	28	28	28	21	21	21	28	28	28	42	0,49	0,41
45	45	44	44	45	35	35	35	45	45	26	45	28,99	15,94

Б

Cd	Rb	Pb	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	Li	Фракция < 0,01	\bar{X}	σ_x
-	63	-	99	89	88	0	100	-	76	4,87	2,65
-	23	58	70	65	80	34	86	76	68	3,43	1,44
-	1	25	33	54	35	-11	14	91	49	0,31	0,51
-	30	-	78	79	65	54	68	-	-	0,38	0,06
-	35	63	17	46	41	13	35	47	100	0,09	0,03
-	54	70	-5	2	-3	48	-37	42	-40	2,41	0,50
-	40	87	29	39	-2	37	-1	48	78	1,14	0,30
-	21	17	-48	-61	-60	-2	-71	25	-74	7,27	4,8
-	3	-	100	93	98	24	91	-	100	1,54	0,7
-	-25	58	90	67	63	43	80	66	79	1,84	0,76
13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,00	-
13	34	28	-7	7	-6	63	-27	43	-11	52,09	0,49
-	6	6	54	45	89	69	60	48	-	17,83	5,12
13	34	6	34	78	65	36	75	67	71	17,82	5,65
13	34	6	34	34	65	33	64	95	45	93,76	49,21
13	34	6	34	34	34	57	69	79	32	31,00	14,26
0	21	6	21	21	21	21	25	21	-7	17,52	5,72
13	34	6	34	34	34	21	34	68	81	56,63	25,98
-	6	6	6	6	6	6	6	6	-	22,00	14,63
-	4	1	4	4	4	4	4	1	4	22,88	21,72

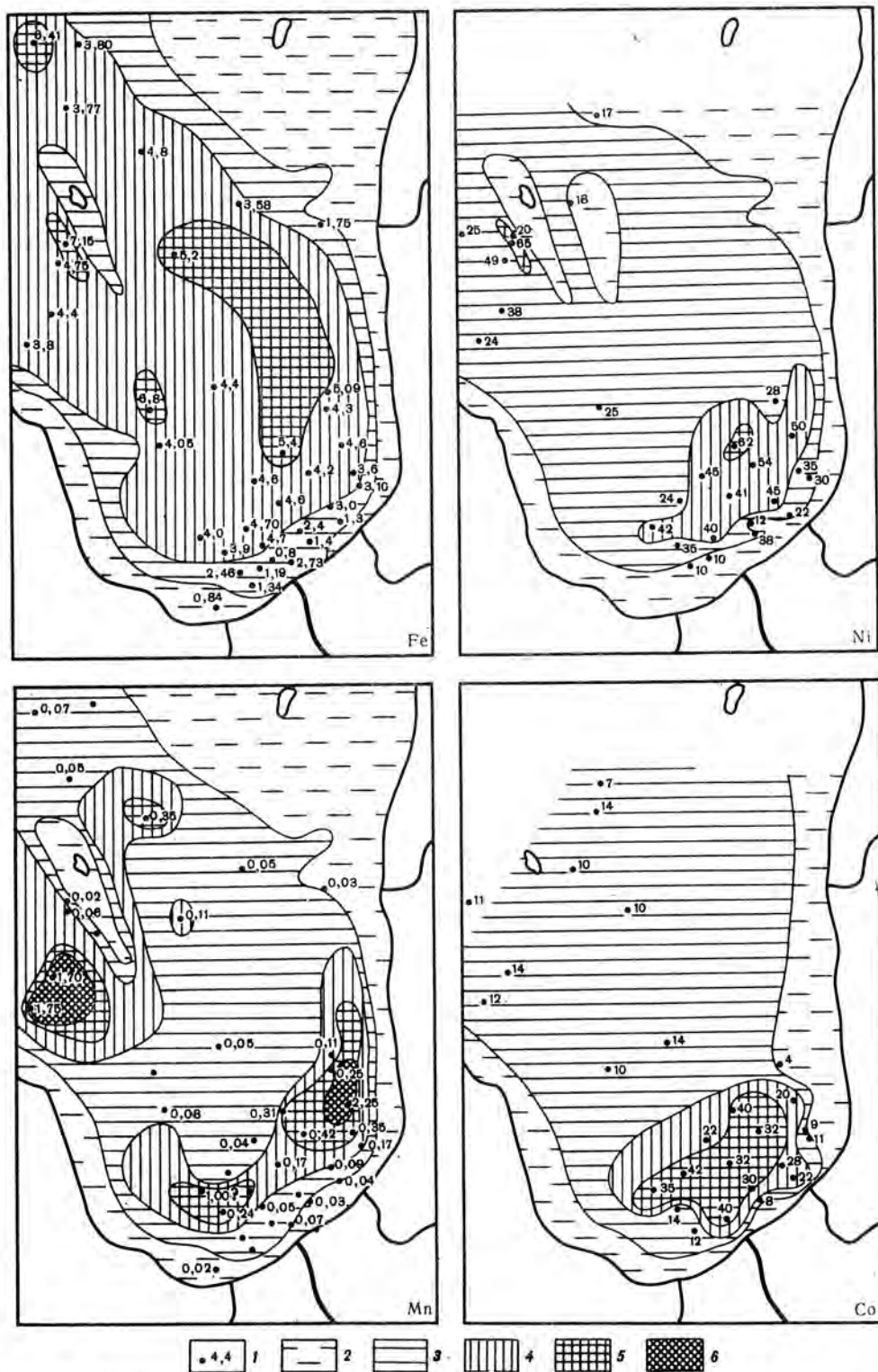


Рис. 37. Распределение Fe и Mn (в %), Ni и Co (в 10^{-4} %) в верхнем слое осадков Рижского залива

1 — местоположение изученных проб и фактическое содержание; Fe: 2 — <1 ; 3 — 1–3; 4 — 3–5; 5 — 5–7; Mn: 2 — $<0,05$; 3 — 0,05–0,10; 4 — 0,10–0,20; 5 — 0,20–1,00; 6 — $>1,00$; Ni: 2 — <20 ; 3 — 20–40; 4 — 40–60; 5 — >60 ; Co: 2 — <10 ; 3 — 10–20; 4 — 20–30; 5 — >30

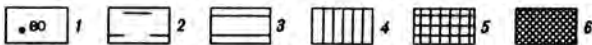
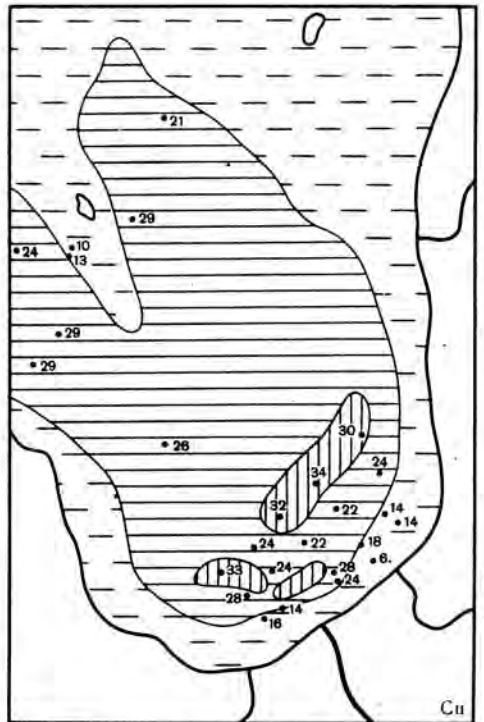
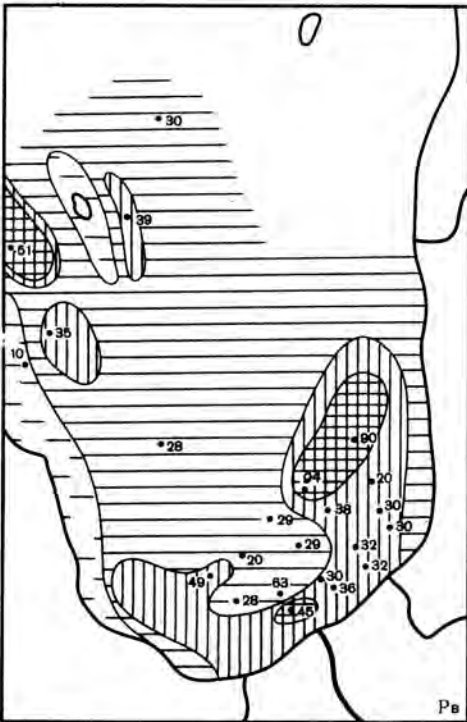
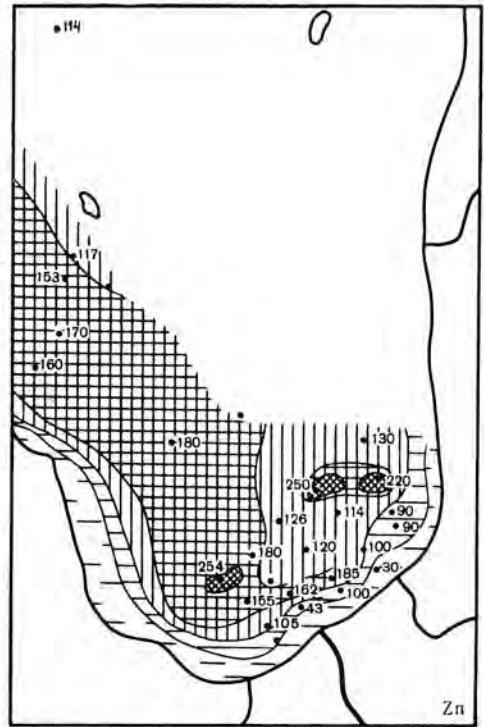
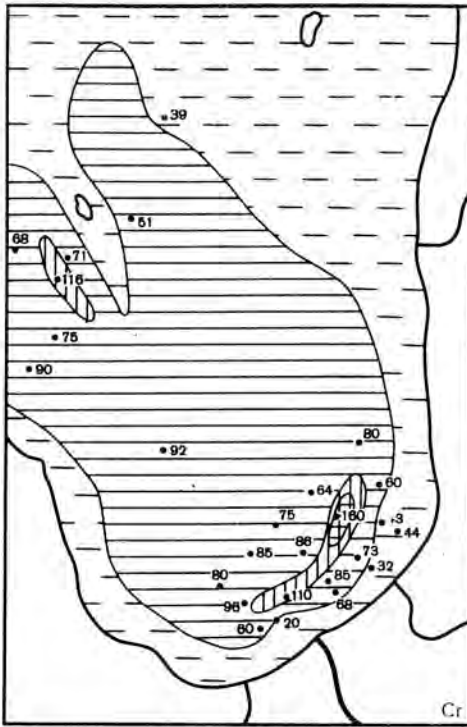


Рис. 38. Распределение Cr, Pb, Zn и Cu в верхнем слое осадков Рижского залива (в 10^{-4} %)

1 – местоположение изученных проб и фактическое содержание; Cr: 2 – < 50; 3 – 50–100; 4 – 100–150; 5 – 150–200; Pb: 2 – < 20; 3 – 20–30; 4 – 30–40; 5 – > 40; Zn: 2 – < 50; 3 – 50–100; 4 – 100–150; 5 – 150–200; 6 – > 200; Cu: 2 – < 20; 3 – 20–30; 4 – > 30

Таблица 13

Химический состав осадков Рижского залива, по данным 26 А рейса нис

Горизонт, см	Тип осадка	Содержание (в %)		
		CaCO ₃	C _{орг}	SiO ₂ аморф
1	2	3	4	5
Станция 2575, глубина 22 м				
0-2,5	Крупный алеврит, терригенный, оливковый	11,51	1,50	1,13
2,5-5	Крупный алеврит, терригенный, черный	14,01	1,5	-
5-7	Крупный алеврит, терригенный, черный, с прослоями ила мелкоалевритового	15,26	1,53	-
7-8	То же	16,01	2,13	-
8-10	"	15,76	2,31	-
10-10,5	Крупный алеврит, терригенный, светло-серый, слабопятнистый	13,00	1,53	-
10,5-13	Крупный алеврит, терригенный, светло-серый	12,01	1,65	-
13-16	Крупный алеврит, терригенный, черный	15,26	1,08	-
Станция 2576, глубина 32 м				
2-5	Ил алевритово-пелитовый до мелкоалевритового, терригенный, черный	12,76	3,75	-
10-12	То же	10,26	3,18	-
Станция 2577, глубина 40 м				
6-9	Ил алевритово-пелитовый, терригенный, черный	3,25	2,1	-
12-16	То же	2,5	2,07	-
Станция 2578, глубина 30 м				
0-2	Ил мелкоалевритовый, терригенный, бурый, с мелкими шаровидными конкрециями	6,25	2,58	-
5-10	Ил мелкоалевритовый, терригенный, коричневый, со сферoidalными конкрециями	5	1,2	-
Станция 2579, глубина 24 м				
0-2	Ил мелкоалевритовый, терригенный, бурый, с многочисленными мелкими сферoidalными конкрециями	6,25	1,2	1,13
6,5-9	То же	9,76	0,81	-
15-17	Крупный алеврит, терригенный, серый, с редкими конкрециями	10,51	0,75	-

Содержание (в %)

Fe	Mn	Ti	P	K	Na	Al
6	7	8	9	10	11	12
Станция 2575, глубина 22 м						
1,19	0,13	0,35	0,04	-	-	1,87
1,90	0,06	0,39	0,05	2,52	1	-
1,6	0,06	0,36	0,05	2,10	1,2	-
2,2	0,08	0,42	0,08	2,6	1,08	-
2,2	0,09	0,42	0,08	2,6	1,2	-
1,5	0,06	0,31	0,06	2,36	1,1	-
1,55	0,05	0,36	0,06	2,28	1,06	-
1,35	0,05	0,31	0,06	2,40	0,67	-
Станция 2576, глубина 32 м						
3,4	-	-	-	-	-	-
3,95	0,09	0,53	0,09	3,13	1,02	-
Станция 2577, глубина 40 м						
4,30	0,07	0,51	0,06	3,3	0,96	-
4,4	0,07	0,52	0,07	3,75	1,5	-
Станция 2578, глубина 30 м						
4,7	2,25	0,52	0,12	2,95	1,25	5,86
3,05	0,58	0,45	0,09	3,45	1,64	-
Станция 2579, глубина 24 м						
3,65	0,35	-	0,08	2,05	0,7	-
2	0,12	-	0,1	2,10	0,8	-
2	0,08	-	0,08	2,05	0,75	-

Таблица 13 (продолжение)

1	2	3	4	5
	Станция 2580, глубина 22 м			
0-2	Крупный алевроит, терригенный, коричневый, со сфероидальными конкрециями	7,76	0,9	-
9-11	Крупный алевроит, терригенный, коричневатосерый, полосчатый, с редкими микроконкрециями	5,75	0,69	-
	Станция 2582, глубина 29 м			
0-2	Ил мелкоалевритовый, терригенный, бурый	9,26	2,31	-
20-25	Ил мелкоалевритовый, терригенный, черный	3,75	3,09	-
	Станция 2583, глубина 40 м			
0-2	Ил алевроитово-пелитовый, терригенный, бурый	-	-	2,26
10-15	Ил алевроитово-пелитовый, терригенный, черный	3,25	2,25	-
	Станция 2585, глубина 43 м			
0-2	То же, бурый	1,75	2,82	2,85
	Станция 2584, глубина 45 м			
1-4,5	То же, серый, пятнистый	2,0	2,7	-
21-24	То же, черный	2,50	3,24	-
	Станция 2586, глубина 42 м			
5-10	То же, черный, пятнистый	7,56	2,4	-
	Станция 2587, глубина 32 м			
0-1	То же, бурый	3,5	3	2,37
1-5	Ил мелкоалевритовый, терригенный, черный, слабополосчатый	10	2,1	-
	Станция 2589, глубина 39 м			
3-6	То же	-	-	-
10-15	"	-	-	-
	Станция 2590, глубина 42 м			
2,5-4	Ил алевроитово-пелитовый, терригенный, серый	2,50	3,3	-
	Станция 2591, глубина 42 м			
0-2	То же, бурый	3,50	3,21	2,72
	Станция 2593, глубина 42 м			
0-4	То же	3,75	3,03	2,35
12-17	То же	1,5	1,74	-
	Станция 2594, глубина 44 м			
0-3,5	То же, бурый	3,75	2,94	2,11
	Станция 2595, глубина 47 м			
20-25	Ил пелитовый, серо-черный, слабополосчатый	-	-	-

	6	7	8	9	10	11	12	
			Станция 2580, глубина 22 м					
	2,85	0,17	-	-	2,10	0,70	2,83	
	2	0,08	-	0,1	1,7	1,1	-	
			Станция 2582, глубина 29 м					
	3,02	0,09	-	0,08	2,3	1,2	4,4	
	1,85	0,06	-	-	2,35	1,1	-	
			Станция 2583, глубина 40 м					
	4,25	0,42	-	-	2,45	1,5	6,28	
	5,1	0,08	-	0,08	2,15	0,95	-	
			Станция 2584, глубина 43 м					
	5,37	0,31	-	0,14	2,15	1,1	6,55	
			Станция 2585, глубина 45 м					
	4,6	0,04	-	0,08	1,8	0,75	-	
	5,35	1	-	-	1,7	0,85	-	
			Станция 2586, глубина 42 м					
	4,7	0,09	-	-	2	0,95	-	
			Станция 2587, глубина 32 м					
	3,36	0,10	-	-	2,25	1,55	4,68	
	2	0,09	-	-	2,35	1,25	-	
			Станция 2589, глубина 39 м					
	3,6	-	-	-	-	-	-	
	3,3	-	-	-	-	-	-	
			Станция 2590, глубина 42 м					
	6	-	-	-	-	-	-	
			Станция 2591, глубина 42 м					
	4,59	1	-	-	-	-	6,6	
			Станция 2593, глубина 42 м					
	5,26	1,7	-	-	2,1	1,5	6,88	
	4,70	-	-	-	-	-	-	
			Станция 2594, глубина 44 м					
	4,59	1,75	-	-	-	-	6,49	
			Станция 2595, глубина 47 м					
	5,2	-	-	-	-	-	-	

Таблица 13 (продолжение)

1	2	3	4	5
Станция 2597, глубина 28 м				
0-2	Ил мелкоалевритовый, терригенный, бурый	5	1,77	1,88
2-7	Крупный алеврит терригенный, серый	9,26	0,9	-
7-12	То же, но с редкими микроконкрециями	8,26	0,48	-
Станция 2598, глубина 21 м				
2,5-6	То же	-	-	-
Станция 2601, глубина 55 м				
8-10	Ил пелитовый, терригенный, черный	0,00	2,4	-
Станция 2603, глубина 33 м				
0-0,5	Ил мелкоалевритовый, терригенный, бурый	5,25	2,22	2,87
0,5-3,5	Крупный алеврит терригенный, серый	5	1,74	-
Станция 2604, глубина 30 м				
3-8	То же, серый, пятнистый, с многочисленными конкрециями	2,5	0,6	-
8-11	Крупный алеврит терригенный, серый	2,5	0,36	-
Станция 2605, глубина 32 м				
0-2,5	То же, зеленый (оливковый)	8,26	0,75	1,13
2,5-5	То же, черный	8,76	0,9	-

Примечание: CaCO₃, C_{орг} и SiO₂ аморф. Ti и P определены химическими методами; Fe, Mn, K, Na, Al, Zn, Cu, Cr, Ni, Co, Rb, Cd - атомно-абсорбционными; Ba, Ce, Th, Hf, Sc, Eu, La, Sb - нейтронно-активационным.

Таблица 13 (продолжение)

Горизонт, см	Тип осадка	Содержание, 10 ⁻⁴ %				
		Ba	Zn	Cu	Cr	Ni
1	2	13	14	15	16	17
Станция 2575, глубина 22 м						
0-2,5	Крупный алеврит, терригенный, оливковый	340	43	14	20	10
2,5-5	Крупный алеврит, терригенный, черный	423	46	16	34	24
5-7	Крупный алеврит, терригенный, черный, с прослоями ила мелкоалевритового	343	46	12	34	20
7-8	То же	235	58	18	34	18
8-10	"	307	76	21	40	20
10-10,5	Крупный алеврит, терригенный, светло-серый, слабопятнистый	451	56	15	34	20

6	7	8	9	10	11	12	
		Станция 2597, глубина 28 м					
2,46	-	-	-	-	-	3,69	
2,2	-	-	-	-	-	-	
1,8	-	-	-	-	-	-	
		Станция 2598, глубина 21 м					
0,8	-	-	-	-	-	-	
		Станция 2601, глубина 55 м					
5,3	0,12	-	-	2,75	1,40	-	
		Станция 2603, глубина 33 м					
3,8	-	-	-	-	-	5,34	
2,9	-	-	-	-	-	4,9	
		Станция 2604, глубина 30 м					
1,5	-	-	-	-	-	-	
1	-	-	-	-	-	-	
		Станция 2605, глубина 32 м					
2,41	-	-	-	-	-	3,93	
2,2	-	-	-	-	-	-	

Содержание, 10-4%

Co	Rb	Cd	Ce	Th	Hf	Sc	Eu	La	Sb
18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
		Станция 2575, глубина 22 м							
7	21	-	46	9	10,5	6	1	2,9	<0,1
6	56	<6	36	7,3	8,6	5	0,8	22	-
5	58	<6	22	4,7	5,7	3,8	0,6	14	-
6	70	<6	32	6	6,7	5,6	0,9	21	-
7	76	<6	37	7,6	6,8	6,4	1,1	27	0,5
7	56	<6	28	4,6	5,1	5	0,9	15	-

Таблица 13 (продолжение)

1	2	13	14	15	16	17
10,5-13	Крупный алеврит, терригенный, светло-серый	245	57	15	34	20
13-16	Крупный алеврит, терригенный	234	32	14	28	18
2-5	Станция 2576, глубина 32 м Ил алевритово-пелитовый до мелкоалевритового, терригенный, черный	436	-	-	72	-
10-12	То же	387	145	34	73	33
6-9	Станция 2577, глубина 40 м Ил алевритово-пелитовый, терригенный, черный	283	96	27	64	36
12-16	То же	505	92	26	60	37
0-2	Станция 2578, глубина 30 м Ил мелкоалевритовый, терригенный, бурый, с мелкими шаровидными конкрециями	1250	220	24	60	50
5-10	Ил мелкоалевритовый, терригенный, коричневый, со сфероидными конкрециями	482	101	18	42	37
0-2	Станция 2579, глубина 24 м Ил мелкоалевритовый, терригенный, бурый, с многочисленными мелкими сфероидальными конкрециями	358	90	14	43	35
6,5-9	То же	607	60	10	48	28
15-17	Крупный алеврит, терригенный, серый, с редкими конкрециями	405	50	8	45	10
0-2	Станция 2580, глубина 22 м Крупный алеврит, терригенный, коричневый, со сфероидальными конкрециями	1121	90	14	44	30
9-11	Крупный алеврит, терригенный, коричневатосерый, полосчатый с редкими микроконкрециями	314	60	10	30	25
0-2	Станция 2582, глубина 29 м Ил мелкоалевритовый, терригенный, бурый	394	100	18	73	45
20-25	Ил мелкоалевритовый, терригенный, черный	432	52	4	73	38
0-2	Станция 2583, глубина 40 м Ил алевритово-пелитовый, терригенный, бурый	735	114	22	160	54
10-15	Ил алевритово-пелитовый, терригенный, черный	517	260	25	80	56
0-2	Станция 2584, глубина 43 м То же, бурый	565	250	34	64	62

18	19	20	21	22	23	24	25	26	27					
4	64	<6	29	6,6	7,8	4,2	0,9	21	-					
4	55	<6	21	5,5	7,8	3,5	0,6	14	~0,1					
11	30	-	Станция 2576, глубина 32 м					48	10,6	4,1	10	1,2	-	0,4
13	114	<6	70	12	5	12	1,4	40	0,4					
11	110	<6	Станция 2577, глубина 40 м					48	9,7	4,3	10	1,4	37	0,2
11	120	<6	54	11	4,2	11	1,5	19	-					
20	50	-	Станция 2578, глубина 30 м					74	12	7	11	2	44	0,8
11	90	<6	44	6,8	6,2	5,5	1,2	17	0,2					
9	40	-	Станция 2579, глубина 24 м					34	5,5	5,5	4,6	0,8	13	-
9	32	-	43	9,3	11	6	1,2	21	-					
12	32	-	37	6,4	8,5	5,2	1,3	28	0,4					
11	50	-	Станция 2580, глубина 22 м					91	14	16,5	9,7	2,7	50	0,8
9	54	-	38	8,3	10,5	5	1,2	2,3	0,2					
28	90	-	Станция 2582, глубина 29 м					50	11,4	6,7	1,1	1,7	36	0,4
20	70	-	40	8,3	8,8	6,4	0,9	21	-					
32	78	-	Станция 2583, глубина 40 м					76	17	6,2	16	2,2	46	-
40	41	-	73	15	6,3	15	2,2	56	0,4					
40	94	-	Станция 2584, глубина 43 м					81	17	6,2	17,4	2,2	42	0,5

Таблица 13 (окончание)

1	2	13	14	15	16	17
	Станция 2585, глубина 45 м					
1-4,5	То же, серый, пятнистый	440	156	32	75	45
21-24	То же, черный	343	90	20	108	43
	Станция 2586, глубина 42 м					
5-10	То же, черный, пятнистый	593	138	26	68	36
	Станция 2587, глубина 32 м					
0-1	То же, бурый	365	130	28	85	12
1-5	Ил мелкоалевритовый, терригенный, черный, слабополосчатый	237	110	23	76	22
	Станция 2589, глубина 39 м					
3-6	То же	287	-	-	60	-
10-15	"	194	-	-	42	-
	Станция 2590, глубина 42 м					
2,5-4	Ил алевритово-пелитовый, терригенный, серый	757	170	30	90	20
	Станция 2591, глубина 42 м					
0-2	То же, бурый	882	254	33	80	42
	Станция 2593, глубина 42 м					
0-4	То же	590	170	25	75	38
12-17	То же	551	-	-	64	-
	Станция 2594, глубина 44 м					
0-3,5	То же, бурый	304	160	25	90	24
	Станция 2595, глубина 47 м					
20-25	Ил пелитовый, серо-черный, слабополосчатый	329	110	23	85	18
	Станция 2597, глубина 28 м					
0-2	Ил мелкоалевритовый, терригенный, бурый	479	105	16	60	10
2-7	Крупный алеврит терригенный, серый	346	98	8	55	11
7-12	То же, но с редкими микроконкрециями	418	56	3	58	8
	Станция 2598, глубина 21 м					
2,5-6	То же	321	33	6	35	-
	Станция 2601, глубина 55 м					
8-10	Ил пелитовый, терригенный, черный	564	-	-	81	-
	Станция 2603, глубина 33 м					
0-0,5	Ил мелкоалевритовый, терригенный, бурый	310	114	25	84	22
0,5-3,5	Крупный алеврит терригенный, серый	406	96	21	60	8
	Станция 2604, глубина 30 м					
3-8	То же, серый, пятнистый, с многочисленными конкрециями	286	-	-	20	-
8-11	Крупный алеврит терригенный, серый	350	-	-	19	-
	Станция 2605, глубина 32 м					
0-2,5	То же, зеленый (оливковый)	-	90	20	32	16
2,5-5	То же, черный	464	-	-	39	-

18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
			Станция 2585, глубина 45 м							
32	60	-	92	17,7	7	18	2,5	70	-	
15	24	-	75	16	4,6	15	1,6	46	-	
			Станция 2586, глубина 42 м							
25	45	-	69	13,5	5	15	1,6	33	0,6	
			Станция 2587, глубина 32 м							
14	78	-	44	8	3,9	9	1	43	0,5	
9	14	-	37	7,2	4,8	7	1,1	15	0,3	
			Станция 2589, глубина 39 м							
14	54	-	64	12	5,7	11	1,8	50	-	
12	45	-	49	10	4,5	12	1,7	-	-	
			Станция 2590, глубина 42 м							
18	78	-	95	19,5	5,5	19	2,5	60	-	
			Станция 2591, глубина 42 м							
35	102	-	82	16,7	5,3	18	2,8	-	1,7	
			Станция 2593, глубина 42 м							
14	31	-	56	12	4	13	1,8	40	0,7	
17	51	-	75	14,5	6,8	14	1,7	35	-	
			Станция 2594, глубина 44 м							
12	10	-	180	17	5,5	16,5	2	33	1,8	
			Станция 2595, глубина 47 м							
8	15	-	74	15,4	4,7	16	1,3	3,4	-	
			Станция 2597, глубина 28 м							
12	55	-	45	9,3	5,6	9	1,2	34	0,5	
6	36	-	31	6	5,6	6	1,2	18	-	
6	33	-	43	5,1	12	5,7	1,3	23	0,3	
			Станция 2598, глубина 21 м							
3	20	-	24	5,4	5,8	3	0,8	14	<0,1	
			Станция 2601, глубина 55 м							
9	14	-	93	21	5,3	20	2,5	55	0,4	
			Станция 2603, глубина 33 м							
9	33	-	40	7,7	3,3	8,2	2	14	0,4	
7	34	-	48	9	5,5	10	1,6	26	<0,2	
			Станция 2604, глубина 30 м							
6	23	-	32	5,2	3,2	4,3	0,9	24	~0,2	
4	22	-	31	6,7	7,4	4	0,8	16	-	
			Станция 2605, глубина 32 м							
6	30	-	34	6,6	-	-	0,7	19	-	
7	30	-	38	8,1	4,8	8	1,2	24	0,7	

слое осадков. Очевидно, в ходе осадконакопления обогащенные марганцем окисленные осадки были погребены, но процесс редукции окислов шел медленнее, чем погребение осадка. В результате марганец полностью еще редуцироваться не успел. Минеральный состав осадков этой колонки, по данным дифрактометрического анализа валовых проб, состоит из плагиоклазов (8-22%), калиевых полевых шпатов (9-32%), кварца (8-24%), глинистых минералов (14-48%, преобладает иллит - 9-38%), доломита (5-23%), кальцита (0-6%) и амфиболов (0-3%). Пирит в валовых пробах осадков дифрактометрически обнаружен не был.

Таким образом, в мелководных заливах типа Рижского происходят своеобразные процессы седиментогенеза, приводящие к начальной стадии рудообразования. Это рудообразование происходит на фоне терригенных алевритов и илов. Скорость их накопления, хотя и высокая, однако верхний слой (3-10 см, иногда <1 см) успевает окислиться. В результате разницы Eh между верхним окисленным и нижним восстановленным слоями происходит интенсивный диффузионный обмен поровыми водами и подток растворенных форм элементов (Fe^{2+} , Mn^{2+} и др.) вверх, где они окисляются и выпадают в виде гидроокислов. В результате в илах повышаются концентрации Fe, Mn и некоторых малых элементов (Co, Mo) [Горшкова, 1967, 1975; Страхов и др., 1968]. Избыток Fe и Mn, кроме того, стягивается в плоские железо-марганцевые конкреции, несколько обогащенные P, Co, Ni, Mo и V.

Согласно данным Н.М. Страхова [1976, с. 9, 10], источником железа и марганца в таких условиях являются речные взвеси, интенсивно поступающие с прилегающих участков суши. Взвеси осаждаются на дно. В процессе раннего диагенеза взвеси редуцируются, часть железа и марганца переходит в растворенные формы, сильно обогащая ими поровые воды. Растворенные формы элементов диффундируют вверх, в окисленный слой. Таким образом, *интенсивное поступление механических взвесей, их осаждение на дно, диагенетическая переработка в илах, миграция растворимых форм элементов в окислительный слой, окисление и выпадение в виде гидроокисей - главный процесс в формировании железо-марганцевых руд в заливах и морях с высокими скоростями осадконакопления.* Механизм окисления Fe^{2+} и Mn^{2+} здесь скорее всего биохимический (бактериогенный). "Вся история Fe и Mn в морском типе рудного конкрецииобразования является примером всепроникающего и всеохватывающего влияния биоса на геохимию Fe и Mn. Именно это настолько ускоряет рудный процесс, что он становится возможным на фоне достаточно интенсивной седиментации вообще" [Страхов, 1976, с. 11]. При захоронении конкреций (т.е. при их попадании в восстановленный слой) они не сохраняются, а рассыпаются или преобразуются в сидеритовые стяжения, богатые марганцем.

ЛИТЕРАТУРА

- *Варенцов И.М.* Геохимические аспекты формирования железо-марганцевых руд в современных шельфовых морях. - В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975.
- Варенцов И.М., Блажчишин А.И.* Железо-марганцевые ископаемые. - В кн.: Геология Балтийского моря/Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова. Вильнюс: Мокслас, 1976. 380 с.
- Геология Балтийского моря/Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова. Вильнюс: Мокслас, 1976. 380 с.*
- Горшкова Т.И.* Осадки Рижского залива. - В кн.: Труды НИИРХ СНХ ЛатвССР, 1961, т. 3.
- Горшкова Т.И.* Марганец в донных отложениях северных морей. - В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967.
- Горшкова Т.И.* Роль гуминовых веществ в накоплении марганца, железа и фосфора в Балтийском море. - В кн.: Химико-океанографические исследования морей и океанов. М.: Наука, 1975.
- Емельянов Е.Я.* Седиментогенез в бассейне Атлантического океана и черты его зональности. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИОАН СССР, 1979.
- Емельянов Е.М., Пустельников О.С.* Взвешенное вещество, его состав и баланс осадочного материала в водах Балтийского моря. - В кн.: Геология Балтийского моря/Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова. Вильнюс: Мокслас, 1976.
- Страхов Н.М.* Условия образования конкреционных железомарганцевых руд в современных водоемах. - Литол. и полез. ископ., 1976, № 1.
- Страхов Н.М., Штергенберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С.* Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. - Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 185.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ГДАНСКОГО БАССЕЙНА

Гданьский бассейн по условиям осадконакопления резко разделяется на две области: Гданьский залив, в основном мелководную область, и впадину с глубинами, превышающими 100 м. Границы этого бассейна точно не определены и условно можно считать, что Гданьский бассейн как в северном, так и в западном направлениях ограничивается переходной зоной, рельеф дна которой характеризуется постепенным уменьшением глубин (район Гданьско-Готландского порога).

Гданьский бассейн на современном этапе седиментации характеризуется высокой поставкой терригенного осадочного материала, главными источниками которого являются выносы р. Вислы и материал с абразионных берегов. Было подсчитано [Геология..., 1976], что из 6 млн. т наносов, поступающих с выносами всех рек в Балтийское море, более 2 млн. т (2228 тыс. т) выносит только р. Висла. Из всего этого материала около 35% беспрепятственно проходит устьевую часть реки и распределяется в Гданьском заливе, а также уносится во впадину, расположенную севернее. Абразионные берега, в особенности в восточной части Гданьского бассейна (Самбийский полуостров), дают большие объемы кластического материала. Уже многие годы в море поступает переработанный на карьерах Янтарного комбината материал в виде пульпы, что также значительно увеличивает количество осадочного вещества.

Основные пути транспортировки осадочного материала четко прослеживаются по изучению количественного распределения взвешенного вещества. Было прослежено [Аксенов и др., 1978], что выносы р. Вислы в настоящее время распространяются в виде прибрежных потоков на запад и восток в поверхностном слое вод, а в открытую часть Гданьского бассейна проникают в основном с придонными водами.

Большая поставка терригенного материала находит прямое отражение в литологии донных осадков Гданьского бассейна, в котором распространены преимущественно только терригенные осадки. Согласно карте вещественно-генетических типов современных осадков Балтийского моря [Блажчишин, 1976] в Гданьской впадине распространены в основном глинистые монтмориллонито- и вермикулито-гидрослоистые илы, а в самой центральной части имеются слабожелезистые (5-10% Fe) осадки. В Гданьском заливе и частично на склонах Гданьской впадины залегают обломочные олигомиктовые (полевошпатово-кварцевые) осадки (преимущественно алевриты и пески).

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕГО СЛОЯ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ

Пески распространены в основном вблизи берегов на малых глубинах (до 20-40 м), но встречаются и глубже, в районах, значительно отдаленных от абразируемых берегов. В Гданьском заливе они были встречены до глубины 52 м (ст. 2670) (рис. 39).

Минеральный состав песков преимущественно полевошпатово-кварцевый. Так, в Гданьском заливе легкие минералы крупноалевритовой фракции песков (ст. 2665) содержат 77,6% кварца и 16,8% полевых шпатов. Примесь слюд, глауконита, аутигенных карбонатов и других минералов очень незначительная. В тяжелой подфракции доминируют ильменит (31,8%), гранат (18,9%), эпидот-клиноцоизит (14,6%) и обыкновенная роговая обманка (13,8%). В качестве аксессуаров имеются циркон, лейкоксен, апатит, рутил и другие минералы. По данным рентгеновского анализа валовых проб в составе осадков содержатся 46% кварца, 33% полевых шпатов (преобладают калиевые полевые шпаты) и 15% глинистых минералов (в основном иллит). Содержания основных химических компонентов в песках близки к кларковым (табл. 14).

Крупные алевриты окаймляют прибрежную зону песков, располагаясь у аккумулятивных берегов в западной части бассейна в виде сплошной полосы, а у абразионных участков Самбийского полуострова в виде отдельных изолированных

Таблица 14

Химический состав верхнего слоя современных осадков Гданьского бассейна

Станция	Горизонт, см	Глубина, м	Тип осадка	Содержание (в %)				
				CO ₂	CaCO ₃	C _{орг}	SiO ₂ аморф	Fe
Гданьский залив								
2665	0-2	20	Песок	0,00	0,00	0,33	1,86	1,28
2667	0-3	25	"	0,66	1,50	0,33	1,29	0,67
2668	0-3	26,5	"	0,44	1,00	0,63	1,44	1,05
2678	0-3	28	"	0,77	1,75	0,30	1,94	1,50
2671	0-3	47	"	1,21	2,75	0,30	2,13	0,90
2670	0-5	52	"	0,00	0,00	0,54	1,24	0,85
2663	0-3	20	Крупный алеврит	0,00	0,00	0,30	1,40	0,64
2664	0-5	22	"	0,66	1,50	1,02	1,36	0,80
2666	0-5	20	Мелкоалевритовый ил	0,77	1,75	1,38	2,59	1,63
2669	0-5	57	"	0,77	1,75	1,89	2,00	1,89
2677	0-2	60	"	2,86	6,50	3,42	3,77	2,37
2673	0-5	68	"	2,09	4,75	3,18	5,26	2,90
2674	0-2	71	"	1,65	3,75	4,38	4,03	3,05
2676	0-5	74	"	1,21	2,75	3,00	3,75	2,87
2675	0-5	75	"	1,65	3,75	4,92	5,88	3,56
2679	0-5	76	"	1,32	3,00	4,41	5,98	4,04
Среднее				1,00	2,28	1,90	2,87	1,88
Гданьская впадина								
2684	0-5	60	Крупный алеврит	1,54	3,50	1,23	2,00	2,06
2685	0-2	61	"	0,00	0,00	1,38	-	-
2686	0-3	82	Алеврито-во-пелитовый ил	0,77	1,75	2,46	2,08	5,14
2680	0-5	94	"	0,00	0,00	5,16	8,92	4,70
2681	0-5	105	"	0,00	0,00	3,90	3,28	5,72
2683	0-5	105	"	2,09	4,75	4,98	2,11	5,50
2682	0-5	110	"	0,33	0,75	3,06	3,00	4,20
Среднее				0,68	1,54	3,17	3,45	4,55

пятен [Блажчишин, 1976]. Отдельные их пятна встречаются до глубин 70-90 м. Как и в песках Гданьского залива, крупноалевритовая легкая подфракция состоит в основном из кварца (77,0%) и полевых шпатов (12,7%) (ст. 2663). В тяжелой подфракции также доминируют ильменит (29,8%), обыкновенная роговая обманка (19,1%) и эпидот-клинозоизит (15,8%), но заметно меньше граната (6,8%), а больше лейкоксена (10,4%). Из аксессуаров следует отметить рутил, циркон, апатит и сидерит. По данным рентгенодифрактометрического анализа валовые пробы крупных алевритов имеют почти такой же состав, как и пески. Нет заметных различий также и по содержанию основных химических компонентов (табл. 14).

Мелкоалевритовые илы относительно широко распространены как в Гданьском заливе, так и за его пределами, в частности в северной части Гданьской впадины. По составу легких минералов крупноалевритовой фракции (ст. 2666) они идентичны аналогичным фракциям песков и крупных алевритов: кварц составляет 76,6%, полевые шпаты - 14%. Очень близок состав и тяжелых минералов, среди которых преобладают ильменит (24,3%), гранат (17,6%), обыкновенный

(в %)

Содержание (в %)					Содержание (в 10 ⁻⁴ %)				
Mn	Ti	P	Na	K	Cu	Zn	Cr	Ni	Rb
Гданьский залив									
0,02	0,25	0,06	0,95	1,02	18	100	56	15	50
0,02	0,18	0,03	0,31	0,91	5	30	18	13	26
0,01	0,22	0,07	0,33	0,98	11	58	32	30	33
0,02	0,24	0,07	0,37	1,03	11	45	44	29	48
0,01	0,07	0,02	0,23	0,52	7	21	15	21	16
0,01	0,26	0,04	0,34	0,86	8	39	20	21	34
0,02	0,23	0,03	-	0,84	8	29	22	6	30
0,01	0,16	0,04	-	0,87	10	39	29	6	42
0,02	0,31	0,07	0,50	0,99	31	209	73	28	42
0,02	0,43	0,07	0,60	1,43	21	122	56	29	57
0,02	0,46	0,09	0,92	1,71	33	140	76	35	100
0,03	0,42	0,07	0,72	1,56	30	152	66	39	73
0,03	0,40	0,09	0,76	1,71	37	162	64	41	64
0,02	0,48	0,08	0,90	1,82	34	139	80	36	110
0,03	0,47	0,13	0,97	1,72	46	189	88	39	86
0,03	0,40	0,09	1,14	1,68	50	162	63	47	80
0,02	0,31	0,06	0,64	1,23	22	102	50	27	56
Гданьская впадина									
0,02	0,46	0,06	0,74	1,47	21	135	56	25	70
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,03	0,47	0,10	1,04	2,40	62	163	78	72	155
0,03	0,41	0,10	1,56	1,92	65	190	68	43	100
0,06	0,45	-	1,20	2,49	54	218	71	62	140
0,03	0,43	0,09	1,02	2,19	100	270	79	63	130
0,03	0,46	0,09	0,98	2,38	40	122	121	110	140
0,03	0,45	0,09	1,09	2,14	57	183	79	62	122

новенная роговая обманка (13,9%) и эпидот-клиноцоизит (11,6%). Примерно те же и аксессуарные минералы. Результаты рентгендифрактометрического анализа показали, что с возрастанием количества пелитовых фракций в мелкоалевритовых илах уменьшается как сумма кристаллических фаз, так и общее содержание кварца и полевых шпатов. Из глинистых минералов в валовой пробе ст. 2666 был определен иллит. Содержания основных химических компонентов близки к кларковым, хотя по сравнению с крупнозернистыми осадками мелкоалевритовые илы в среднем более обогащены ими (табл. 14). Особенно заметно повышено содержание S_{org} , составляющее, как правило, больше 1%, а в ряде случаев илы являются сапропелевидными (3-5% S_{org}).

Алевритово-пелитовые и пелитовые илы были встречены только во впадине бассейна за пределами Гданьского залива. Они залегает в центральной части впадины и обычно имеют зеленовато-серый или темно-серый до черного цвет. Крупноалевритовая фракция этих илов также имеет полевошпатово-кварцевый состав. Однако наряду с этими минералами в Гданьской впадине (ст. 2682) повышено содержание биогенных компонентов - растительных остатков, древе-

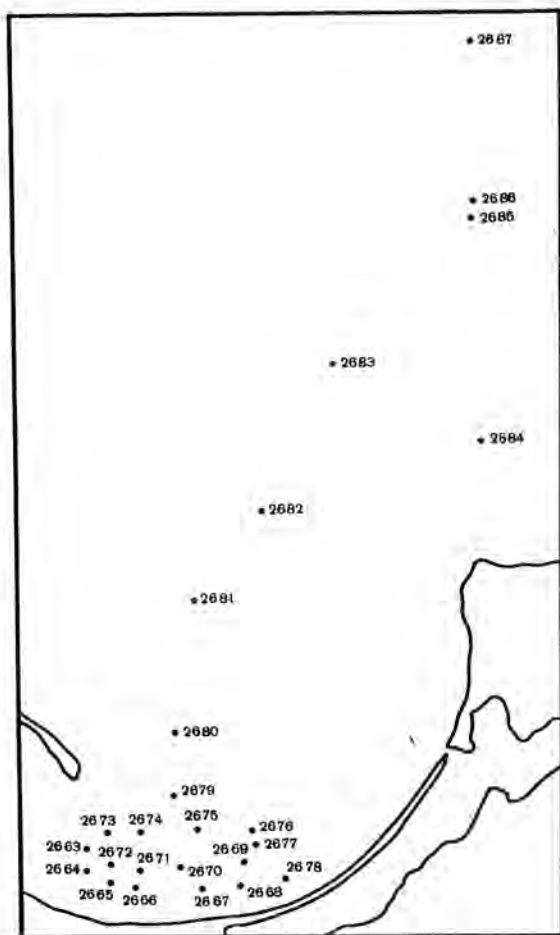


Рис. 39. Местоположение станций 26А рейса нис "Академик Курчатов" в Гданьском бассейне

сины и т.п. В тяжелых подфракциях резко преобладают сульфиды (88,6%), а среди обломочных минералов - мусковит (3,1%). В небольших количествах встречаются обыкновенная роговая обманка, эпидот-клиноцоизит и другие минералы. По данным рентгеновского анализа валовая проба илов на 55% сложена глинистыми минералами, среди которых преобладают иллит и монтмориллонит. Кварц и полевые шпаты составляют 31% от ее веса. Алевритово-пелитовые илы имеют очень низкие содержания CaCO_3 , но нередко обогащены $\text{C}_{\text{орг}}$ (3-5%), а местами также Fe, Mn (табл. 14).

Для пелитовых илов, распространенных значительно меньше и локализованных в основном в виде отдельных пятен в северной части Гданьского бассейна, характерен приблизительно тот же состав минералов, как и для алевритово-пелитовых илов. Существенных различий нет и в содержаниях химических компонентов.

В мелкоалевритовых, алевритово-пелитовых и пелитовых илах на 16 станциях рентгендифрактометрическим методом был изучен минеральный состав фракций 0,01-0,005; 0,005-0,001 и < 0,001 мм. Полученные результаты показали, что с уменьшением размерности зерен во всех типах осадков резко снижается содержание обломочных минералов и повышается содержание глинистых. По преобладающим минералам крупно- и среднепелитовые фракции имеют кварц-иллитовый состав, а субколлоидная - чаще всего монтмориллонито-иллитовая. Только в Гданьском заливе (станции 2666, 2669) субколлоидная фракция имеет иллитово-монтмориллонитовый состав, что, по всей вероятности, связано с обилием поставки монтмориллонита с выносами р. Вислы. Однако, несмотря на хорошую транспортабельность монтмориллонита, его относительные количества в пелитовых фракциях Гданьской впадины ниже, чем иллита, который поступает сюда из разных источников.

Таким образом, новые материалы по минералогии, полученные для Гданьского бассейна, показывают, что пелитовые, алевритово-пелитовые и отчасти мелкоалевритовые илы в основном имеют кварцево-иллитовый (гидрослюдистый) состав, а более крупнозернистые осадки, как было показано ранее [Блажчиши, 1976], - полевошпатово-кварцевый.

Распределение основных химических элементов в поверхностном слое осадков, как следует из литолого-геохимической характеристики, разнообразное (табл. 14). Содержания CO_2 на всей площади дна очень низкие (менее 1%, очень часто нулевые значения), и осадки в пересчете на CaCO_3 в Гданьском бассейне бескарбонатные. Относительно повышенные значения CO_2 (~2%) встречаются в основном только в северной части Гданьского залива (зона распространения мелкоалевритовых илов) и на станции 2683 во впадине. $\text{C}_{\text{орг}}$ в сов-

ременных осадках составляет от 0,3 до 5,16%. Его содержания минимальны в областях, где распространены крупнозернистые осадки, и повышаются по направлению от берега к центральным частям залива и впадины. Для северной части Гданьского залива и почти всей впадины характерно распространение сапропелевидных илов (3–5% $C_{орг}$). Максимальное содержание $C_{орг}$ (5,16%) встречено на станции 2680.

К центральным частям бассейна тяготеют также повышенные содержания (3–5% и > 5%) $SiO_{2ам}$, максимальные количества которого встречены в северной части Гданьского залива. Однако в северной части впадины количество кремнистого материала заметно уменьшается и по сравнению с распространением $C_{орг}$ осадки, обогащенные кремнистым материалом, занимают меньшую площадь.

Слабожелезистые осадки (> 5% Fe) встречены в южной и северной областях впадины и на ее западном склоне. В заливе содержания железа невысокие (1–3%), а в его центральной части они минимальны (< 1%). Марганец в осадках обычно составляет не более 0,03%, и его содержания как в разных типах осадков, так и по площади дна существенно не меняются. Содержания титана постепенно увеличиваются с повышением дисперсности осадков. Относительно повышенные его количества отмечены только во впадине (табл. 14). Фосфор обычно составляет менее 0,1%, и слабофосфатные мелкоалевритовые илы встречены только на станции 2675. Распределение натрия и калия очень сходное, осадки впадины содержат несколько больше этих элементов по сравнению с осадками залива.

В Гданьском заливе также более низкие содержания изученных микроэлементов (табл. 14). Повышенное их количество было определено на некоторых станциях, расположенных в основном на больших глубинах впадины, где на поверхности дна залегают алевритово-пелитовые илы.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКОВ В КОЛОНКАХ

Пять колонок, полученных в Гданьском бассейне, в основном представлены голоценовыми мелкоалевритовыми, алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами, несколько различающимися по текстурным признакам, цвету и т.п.

В Гданьском заливе изучались осадки на станциях 2669 (длина 455 см), 2673 (длина 468 см) и 2675 (длина 565 см) (см. рис. 39). Они представлены преимущественно мелкоалевритовыми илами, которые в верхних частях колонок обычно темно-серые или черные, обогащенные гидротроилитом, а ниже зеленовато-серые или серые. Некоторые интервалы содержат примесь торфа и прослой крупного алеврита или песка (станции 2669 и 2675). Наиболее древние осадки встречены на станции 2675, низы которой сложены серой глиной, пигментированной гидротроилитом, местами торфянистой и с примесью раковинного детрита (горизонт 481–565 см).

Состав крупноалевритовых фракций голоценовых осадков различен. Легкие подфракции песков и крупных алевритов (станция 2669, интервал 34–122 см) больше чем наполовину состоят из кварца и полевых шпатов, сравнительно здесь повышено содержание глауконита (3,8–6,4%). В тяжелых подфракциях главенствуют мусковит и биотит, относительно много черных рудных минералов, обыкновенных роговых обманок, эпидота-клиноцоизита, граната, циркона, глауконита, нередко встречаются дистен и другие минералы. В мелкоалевритовых илах легкие подфракции сложены в основном биогенными частицами (обломки растительных остатков, древесины, споры и т.п.); составляющими обычно около 70–90%. В их тяжелых подфракциях преобладают слюды (особенно много биотита), а другие минералы встречаются очень редко, иногда в только в виде отдельных зерен.

По данным рентгендифрактометрического анализа валовых проб главное различие между песчано-алевритовыми осадками и мелкоалевритовыми илами (ст. 2669) заключается в том, что последние содержат заметно больше глинистых минералов (главным образом иллита), тогда как пески и крупные алев-

Таблица 15

Пределы значений и средние содержания CO_2 , CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках Гданьского залива (в %)

Станция	Глубина моря (в м)	CO_2	CaCO_3	$\text{C}_{\text{орг}}$
2669	57	0-2,97	0-6,75	0,51-1,92
Среднее		(12) 1,55	3,52	1,46
2673	68	1,54-2,42	3,50-5,50	1,68-3,63
Среднее		(13) 1,90	4,30	2,54
2675	75	0,66-7,81	1,50-17,76	0,30-4,92
Среднее		(16) 2,92	6,62	2,68

Примечание. В скобках указано количество изученных проб.

риты (интервал 34-122 см) на 80-90% состоят только из кварца и полевых шпатов.

Голоценовые илы в колонках залива бескарбонатные (<10% CaCO_3), средние значения CO_2 и CaCO_3 низкие (табл. 15). Повышенные содержания CaCO_3 (>10%) встречаются только в низах колонки 2675 и приурочены к глинам, в которых CaCO_3 в среднем составляет 11,26%, а максимальное его содержание равно 17,76%. Карбонатный материал, судя по одной дифрактометрически изученной станции (станция 2669), в основном представлен доломитом, кальцит встречен только в виде следов.

Средние содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ возрастают с увеличением глубины (табл. 15), и сапропелевидные илы преимущественно приурочены к верхним частям колонок.

Основные химические элементы в голоценовых осадках распределены относительно равномерно, несколько шире пределы концентраций имеют микроэлементы (табл. 16). Если сравнить средние значения содержаний химических элементов в верхнем слое современных осадков (см. табл. 14) с их содержаниями в толще голоцена (табл. 16), то выявляется, что в Гданьском заливе в верхнем слое меньше Fe, Mn, Na, K, Ni и Rb, но заметно больше Zn. Повышенные содержания цинка особенно четко прослеживаются в колонках - верхние их горизонты содержат в 2-3 раза больше этого элемента, чем его средние содержания в голоценовых илах. Подобно цинку, современные осадки в колонках заметно обогащены также медью. По-иному распределен рубидий, содержания которого в верхнем слое более низкие, чем его средние значения для голоценовых осадков.

За пределами Гданьского залива во впадине колонки получены на трех станциях. На станции 2680 (глубина 94 м) колонка длиной 568 см состоит из двух литологически разных пачек - алевроитово-пелитовых илов (0-469 см) и глин голубовато-серого цвета (ниже 469 см). Аналогична по составу и колонка 2683 (глубина 105 м), только зеленовато-серые илы здесь составляют всего 5 см, а основную часть колонки слагают глины (5-438 см). Наиболее длинная и литологически неоднородная - колонка, полученная на глубине 110 м (станция 2682, длина 1502 см). По литологическому описанию в ней выделяются четыре пачки, различающиеся, вероятно, и по возрасту. Верхняя пачка (0-267 см) представлена терригенными бескарбонатными алевроитово-пелитовыми илами сапропелевидного характера. $\text{C}_{\text{орг}}$ во всех изученных образцах больше 3% (табл. 17). Содержания железа, марганца и других химических элементов на разных горизонтах меняются незначительно, за небольшими исключениями в распределении хрома и никеля (см. табл. 16). При сравнении средних содержаний элементов в голоценовых илах этой колонки с их средними величинами в современных осадках в Гданьской впадине (см. табл. 14, 16) современные илы относительно обогащены железом, медью и рубидием и почти в два раза цинком. Вторая пачка представлена темно-серыми полосчатыми илами (267-341 см), которые также обогащены органическим веществом и со-

Таблица 16

Химический состав осадков, изученных в колонках

Горизонт (в см)	Тип осадка	Содержание (в %)					Содержание (в 10-4%)					
		Fe	Mn	Na	K		Cu	Zn	Cr	Ni	Rb	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11		
		Станция 2669, глубина 54 м										
18-23	Мелкоалевритовый ил	3,22	0,02	0,87	2,09	32	102	83	58	151		
100-105	Крупный алевроит	1,77	0,02	0,51	1,52	10	32	38	22	68		
150-155	Мелкоалевритовый ил	2,61	0,04	0,68	1,73	14	48	52	20	88		
200-205	"	3,24	0,04	0,69	1,88	18	62	61	24	100		
250-255	"	2,87	0,05	0,73	1,79	16	64	59	37	104		
300-305	"	2,90	0,06	0,68	1,80	17	61	46	31	102		
350-355	"	3,26	0,07	0,76	1,88	20	74	63	33	107		
400-405	"	3,00	0,07	0,75	1,59	21	64	71	41	103		
Среднее		2,86	0,05	0,71	1,78	18	63	59	33	103		
		Станция 2673, глубина 50 м										
20-25	Мелкоалевритовый ил	2,80	0,03	0,74	1,81	22	70	50	28	109		
50-55	"	2,56	0,03	0,69	1,73	20	57	45	24	95		
100-105	"	2,34	0,03	0,69	1,74	20	52	38	32	88		
150-155	"	2,44	0,03	0,6	1,66	15	53	39	28	81		
200-205	"	2,66	0,03	0,68	1,8	19	55	44	30	90		
250-255	"	2,48	0,03	0,8	1,72	18	50	30	36	79		
300-305	"	2,5	0,03	0,79	1,63	21	49	26	40	90		
350-355	"	3	0,03	0,78	1,76	24	52	22	42	91		
400-405	"	2,6	0,03	0,65	1,53	15	42	23	40	85		
460-465	"	3,08	0,04	0,71	1,68	22	58	30	40	101		
Среднее		2,65	0,03	0,71	1,71	20	54	35	34	91		
		Станция 2675, глубина 75 м										
20-25	Мелкоалевритовый ил	4	0,04	1,01	1,88	44	184	79	52	94		
40-45	"	3,68	0,03	1	1,91	34	118	65	48	92		
60-65	"	3,2	0,03	0,80	1,7	25	61	58	44	84		
80-85	"	3,2	0,03	1,04	1,74	23	65	45	42	97		

Таблица 16 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11		
				Станция 2675, глубина 75 м								
100-105	Мелкоалевритовый ил	3,48	0,03	0,89	1,72	23	62	45	46	93		
120-125	"	3,48	0,02	0,79	1,68	25	61	44	44	96		
150-155	"	3	0,04	0,75	1,67	24	57	70	47	96		
170-175	"	4,4	0,05	0,78	1,74	27	60	70	45	100		
200-205	"	3,16	0,04	0,88	1,75	24	64	75	40	100		
300-305	"	3,56	0,05	0,86	2,19	29	86	65	51	121		
350-355	"	2,48	0,04	0,65	1,7	20	76	58	28	91		
400-405	"	2,76	0,05	0,65	1,8	25	59	44	53	90		
450-455	"	2	0,04	0,5	1,48	16	60	52	24	72		
500-505	"	2,63	0,07	0,6	1,64	21	77	70	37	93		
560-565	"	4,62	0,07	0,76	2,41	32	108	96	43	148		
Среднее		3,31	0,04	0,80	1,8	26	80	62	43	98		
				Станция 2682, глубина 110 м								
65-70	Алевритово-пелитовый ил	4,4	0,04	0,78	2,08	32	86	80	60	119		
80-85	"	3,94	0,04	1,29	2,3	35	84	150	82	121		
90-95	"	3,82	0,04	1,6	2,26	34	105	143	85	116		
130-135	"	3,81	0,04	1,3	2,17	32	87	146	85	126		
150-155	"	4,5	0,04	1	2,10	29	113	169	132	112		
160-165	"	5,06	0,04	1	1,97	28	96	95	65	98		
170-175	"	3,87	0,04	1,29	2,08	31	89	356	230	104		
180-185	"	3,95	0,04	1,18	2,3	34	96	114	72	105		
190-195	"	4,08	0,05	1,06	2,2	30	113	320	184	103		
210-215	"	4,66	0,05	1,08	2,12	26	94	80	62	83		
Среднее		4,21	0,04	1,16	2,16	31	96	165	106	109		

Таблица 17

Пределы значений и среднее содержание основных минералов и химических компонентов в осадках Главской впадины, станция 2682, глубина 110 м (в %)

Интервал (в см)	Литологический состав	Сумма глинистых минералов	Монтмориллонит	Иллит	Каолинит	Хлорит	Кварц	Полевые шпаты	Карбонаты (ломит)	CO ₂	CaCO ₃	Сорг
0-267	Темно-серые алевритово-литовые илы (0-7 см); зеленоватосерые однородные илы	43-55 48,2 (5)	6-14 10,2 (5)	18-29 24 (5)	4-10 8,4 (5)	4-7 5,6 (5)	17-20 18,2 (5)	13-18 15,2 (5)	0-6 1,2 (5)	0-2,42 1,08 (18)	0-5,5 2,45 (18)	3,06-5,25 3,98 (18)
267-341	Темно-серые полосчатые илы	48 48 (2)	7-8 7,5 (2)	27-30 28,5 (2)	5-7 6 (2)	5-7 6 (2)	17-20 18,5 (2)	18-29 23,3 (2)	0 0 (2)	0,55-0,88 0,71 (2)	1,25-2 1,62 (2)	4,05-4,14 4,09 (2)
341-994	Черные и темно-серые гидротроилитовые глины	37-58 49,5 (10)	8-12 10 (10)	17-30 26,2 (10)	4-12 8,4 (10)	Сл.-9 4,8 (10)	14-24 18,5 (10)	13-22 17,8 (10)	0-9 2,2 (10)	0-0,44 0,07 (9)	0-1 0,17 (9)	0,84-2,82 2,01 (9)
994-1502	Леточные глины	47-56 50,5 (6)	5-8 5,6 (6)	24-32 28,8 (6)	10-14 12,5 (6)	Сл.-5 3,5 (6)	16-21 18,1 (6)	17-20 18,1 (6)	0-5 0,8 (6)	0-4,51 1,59 (6)	0-10,26 3,63 (6)	0,39-0,66 0,54 (6)

Примечание. В скобках указано количество изученных образцов.

держат очень мало карбонатного материала. В следующих двух пачках, сложенных глинами, отмечены минимальные содержания как CaCO_3 , так и $\text{C}_{\text{орг}}$ (табл. 17). Черные гидротроилитовые глины практически вовсе не содержат карбонатного материала, а самые низкие содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ определены в ленточных глинах.

Интересно, однако, отметить, что по данным дифрактометрического анализа минеральный состав как голоценовых илов, так и более древних глин почти один и тот же (табл. 17). Глинистые минералы в них составляют в среднем примерно половину осадка, а около 30–40% представлено кварцем и полевыми шпатами. Из карбонатов определен только доломит. По сравнению с голоценовыми илами Гданьского залива (станция 2669) минеральный состав осадочной толщи на станции 2682 отличается главным образом количественными изменениями. Во впадине повышаются содержания глинистых минералов и уменьшаются – кластических, что в первую очередь является следствием гранулометрической дифференциации осадочного вещества в Гданьском бассейне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гданьский бассейн, включающий одноименные залив и впадину, представляет единую геохимическую провинцию, которая характеризуется накоплением алюмосиликатного материала. Из рассмотрения минерального и химического состава современных и голоценовых осадков, а также отчасти и плейстоценовых глин следует, что на протяжении всего этого времени осадконакопление определялось главным образом поступлением и дифференциацией терригенного материала. Накопление биогенных компонентов незначительное, за исключением $\text{C}_{\text{орг}}$, которым обогащены (>3%) современные и голоценовые илы. На современном этапе седиментации илы в Гданьском бассейне заметно обогащаются цинком и отчасти медью.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксенов А.А., Виллих К.И., Емельянов Е.М. Советско-польские геологические исследования в Гданьской бухте (Балтийское море). – Океанология, 1978, т. 18, вып. 5.
Блажышин А.И. Типы донных осадков. – В кн.: Геология Балтийского моря/Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова. Вильнюс: Моклас, 1976. 380 с.
Геология Балтийского моря/Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова. Вильнюс: Моклас, 1976. 380 с.

АЛЮМОСИЛИКАТНЫЙ КАРБОНАТНО-МАРГАНЦОВИСТЫЙ ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ РАЙОН ГОТЛАНДСКОЙ И ЛАНДСОРТСКОЙ ВПАДИН

Данный литолого-геохимический район выделяется по изолинии содержания $\text{Mn} = 0,2\%$. В илах собственно алюмосиликатного ЛГР содержание его обычно превышает $0,1\%$. Полоса дна с илами, содержащими $0,1-0,2\%$ Mn , переходная между этими двумя ЛГР.

Алюмосиликатный карбонатно-марганцовистый ЛГР разделяется на две ЛПТ: Готландскую и Ландсортскую. Для первой из них характерны наиболее высокие содержания Mn , CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$. В илах Ландсортской ЛПТ содержания этих компонентов несколько ниже, а P – выше (табл. 18, рис. 40, см. вкладку). Илы карбонатно-марганцовистого ЛГР выделяются по целому ряду признаков: содержанию свободного сероводорода, обычно черной и черно-серой окраске, высокой влажности, зачастую по высоким содержаниям сульфидов железа, максимальному (для всего бассейна Атлантического океана) содержанию свободного (реакционного) железа (в первую очередь Fe^{2+}), высокому содержанию $\text{C}_{\text{орг}}$, Mo , местами Zn , Cu , Cd , V и многим другим литологическо-геохимическим показателям (табл. 18).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И КОМПОНЕНТОВ В ОСАДКАХ ГОТЛАНДСКОЙ ВПАДИНЫ

В Готландской впадине, как и во всем Балтийском море [Блажчишин, Емельянов, 1977], распределение большинства элементов находится в тесной связи с распределением гранулометрических фракций, в первую очередь с фракцией <0,01 мм. По правилу песчаной фракции (правило 1) распределен SiO_2 вал (кварц) и Sn . Их содержания тем больше, чем больше содержание фракции 1–0,1 мм (на мелководьях, у берега). По правилу алевритовой фракции (правило 2) распределен Zr : он, как и фракция 0,1–0,01 мм, концентрируется на мелководьях, но на некотором удалении от берега (преимущественно в ложбинах между подводными валами, на склонах впадин). По правилу пелитовой фракции (правило 3) распределены $\text{C}_{\text{орг}}$, Fe , Ti , P , K , Na , Zn , Cu , Cr , Ni , Co , W , Ba , V , их содержания увеличиваются по мере увеличения содержания фракции <0,01 мм. Поэтому во впадинах всегда отмечаются повышенные концентрации этих элементов по сравнению с мелководьями. Наконец, по правилу 4 (правило химико-пелитовой фракции) распределены Mn , Mo , Cd . Их концентрации скачкообразно или очень резко повышаются по сравнению с концентрациями в осадках мелководий. Поэтому в илах центральной части Готландской впадины наблюдаем поля с очень высокими содержаниями этих элементов. Максимальные их содержания превышают средние в 5–100 раз (табл. 19, 20).

Особо следует оговорить распределение CO_2 . Он в повышенных количествах концентрируется как у берега, так и во впадинах. Это связано с тем, что минеральные формы CO_2 , в которых он находится в осадках, неодинаковы: у берега, а также во впадинах на севере и западе это обломочные карбонаты, в то время как в Готландской впадине это карбонаты Mn сложного состава (рис. 41).

В толще голоценовых илов максимальные содержания $\text{C}_{\text{орг}}$, CO_2 , Mn , Mo , Fe и Cd несколько выше, чем в их поверхностном слое. Это связано с микрослоистостью илов. В одних прослоях больше CO_2 , Mn , в других – $\text{C}_{\text{орг}}$, Mo , Cd и т.д. Однако это касается только центральной части Готландской впадины. По ее краям картина распределения химических элементов в голоценовых илах совершенно иная. Она практически ничем не отличается от картины их распределения в илах других, более мелководных впадин.

В Готландской впадине в нескольких местах были пробиты голоценовые илы, а также глины ледниковых озер. Наиболее показательна в этом отношении колонка 2636. В ней представлен практически полный литологический разрез Балтийского моря (от доледниковых морен до современных осадков). На примере этой колонки представляется возможным наиболее полно проследить геохимическую эволюцию Балтийского моря. Как видно из рис. 42, в колонке 2636 выделяется несколько литолого-геохимических комплексов с очень характерными ассоциациями компонентов и элементов.

Отложения Балтийского моря начали формироваться на моренных суглинках, для которых характерны наиболее высокие для вскрытого разреза отложений содержания CaCO_3 (представленного обломочными карбонатами) при низких содержаниях всех остальных изученных компонентов и элементов. Суглинки перекрываются ленточными, а затем микроленточными глинами, образовавшимися, очевидно, в стадию Балтийских приледниковых озер (фазы местных приледниковых озер и Южно-Балтийского водоема по В.К. Гуделису) за счет очень быстрого (сезонного) разрушения близлежащего покрова морены и ледникового материала. Это подтверждается повышенным содержанием CaCO_3 и очень низкими содержаниями $\text{C}_{\text{орг}}$. Однако концентрации химических макро- и микроэлементов, хотя в целом и низкие, значительно выше, чем в подстилающих моренных суглинках. Это связано с тем, что ленточные и микроленточные глины формировались уже в водной среде, где осадочный материал, а следовательно, и химические элементы распределялись в соответствии с основным для ледовой климатической зоны законом – законом механической дифференциации вещества. В связи с тем что глины содержат повышенные количества пелитовой фракции,

Таблица 18

Минеральный и химический состав валовых проб голоценовых илов Балтийского

Станция	Глубина (в м)	Горизонт (в см)	Тип осадка	Содержание (в %)		
				CaCO ₃	SiO ₂ аморф	
1	2	3	4	5	6	
Готландская впадина						
Рейс 26А нис "Академик Курчатов"						
2574	236	0-2	Ил пелитовый, терригенный, карбонатно-марганцовистый, серо-черный	2	-	
		4-6	То же	4,6	-	
		6-8	"	2	-	
		12-14	"	4	-	
		14-16	"	2,75	-	
		16-18	"	4	-	
2618	238	0-5	Ил пелитовый, терригенный, серый	1,25	1,54	
		20-25	То же	0,25	-	
		33-55	Ил пелитовый, терригенный, карбонатно-марганцовистый, серый	-	-	
		60-65	Ил пелитовый, терригенный, карбонатно-марганцовистый	4,75	-	
		89-95	То же	1,25	-	
		165-167	"	-	-	
		167-169	"	2	-	
		169-170	То же, серый с сульфидами железа	-	-	
2618	238	170-175	То же	4,5	-	
		218-223	Ил пелитовый, терригенный, серый	0,0	-	
		312-318	Глина голубовато-серая, позднеплейстоценовая	0,0	-	
		441-450	Глина розовато-серая, позднеплейстоценовая	0,0	-	
2621	238	0-2	Ил пелитовый, терригенный, карбонатно-марганцовистый, серый	0,75	1,54	
		8-10	То же	1,5	-	
2622	240	0-2	"	8,51	1,58	
		16-18	"	0,25	-	
2631	114	1-2,5	Ил пелитовый, терригенный, зеленовато-серый	2,74	-	
		2,5-3,5	То же	1,25	-	
Рейс ис "Профессор Добрынин"						
2844	240	0-5	Ил пелитовый, терригенный, карбонатно-марганцовистый	13,25	-	
		20-25	То же	1,25	-	
2845	240	20-25	"	12,51	-	
		90-95	"	11,01	-	

моря (в % от валовой пробы осадка)

Содержание (в %)

CO ₂	C _{орг}	Fe	Mn	Ti	P	K	Na
7	8	9	10	11	12	13	14
Готландская впадина							
Рейс 26А нис "Академик Курчатов"							
-	-	-	-	-	-	-	-
1,76	3,18	5,5	0,88	0,5	0,09	-	-
0,88	3,33	6	0,69	0,53	0,08	-	-
1,76	3,90	6,2	0,41	0,49	0,08	-	-
1,21	3,36	5,4	0,48	0,5	0,07	-	-
1,76	3,78	5,1	1	0,55	0,06	-	-
0,55	3,09	4,2	0,17	-	-	3,3	1,15
0,11	3	5	0,15	-	-	3,5	2,25
-	-	5,5	0,94	-	-	3	1,5
2,09	3,93	5,2	1,52	-	-	3,25	1,5
0,55	3,48	4,9	0,31	-	-	2,7	1,55
-	-	5,1	1,86	-	-	-	-
0,88	4,53	-	-	-	-	3,35	1,5
-	-	5,1	1,86	-	-	-	-
1,98	3,03	4,9	0,8	-	-	3,5	1,35
0,0	1,8	4,9	0,15	-	-	3,5	1,35
0,0	0,51	4	0,05	-	-	2,5	1,4
0,0	0,33	4,2	0,05	-	-	2,55	1,2
1,33	2,91	5,5	0,45	-	-	3,5	1,65
0,66	2,85	6,1	0,74	-	-	3,4	1,45
3,85	3,54	6,4	3,5	-	-	3,4	1,7
0,11	3	5,5	0,32	-	-	3,55	1,45
1,21	2,55	3,5	0,04	-	-	2,2	1,45
0,55	2,7	2,4	0,02	-	-	1,7	1,05
Рейс ис "Профессор Добрынин"							
5,83	3,42	4,88	2,64	0,43	0,14	2,94	2,73
0,55	9,51	6,24	0,86	0,44	-	2,42	2,5
5,5	4,23	5,06	4,38	0,46	0,09	2,73	2,16
4,84	7,44	6,68	4	0,58	0,12	2,31	1,42

Таблица 18 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Ландсортская впадина					
Рейс ис "Профессор Добрынин"					
2852	450	0-2	Ил пелитовый, терригенный, карбонатно-марганцовистый, серый?	8,51	-
2853	345	20-25	Ил пелитовый, терригенный, серый?	0,0	-
2856	410	0-2	Ил пелитовый, терригенный, карбонатно-марганцовистый, серый?	4,25	-
2857	300	20-25	То же	0,0	-
		20-25	"	0,0	-
Рижский залив					
Рейс 26А нис "Академик Курчатов"					
2578	29	0-2	Ил мелкоалевритовый, терригенный, марганцовистый, коричневый	6,25	-
2593	42	0-4	Ил алевритово-пелитовый, марганцовистый, коричневый	3,75	2,35
		4-7	Ил алевритово-пелитовый, серый	2,5	-
2594	44	0-3	Ил алевритово-пелитовый, марганцовистый. коричневый	3,75	2,11
		6-25	Ил пелитовый	3,75	-

* Карбонаты терригенно-обломочные.

Примечание. Знак + обозначает присутствие.

Таблица 18 (продолжение)

Станция	Глубина (в м)	Горизонт (в см)	Тип осадка	Содержание (в 10 ⁻⁴ %)		
				Zn	Cu	Ni
1	2	3	4	15	16	17
Готландская впадина						
Рейс 26А нис "Академик Курчатов"						
2574	236	0-2	Ил пелитовый, терригенный карбонатно-марганцовистый, серо-черный	-	-	-
		4-6	То же	160	48	45
		6-8	"	162	58	-
		12-14	"	140	56	60
		14-16	"	150	58	70
		16-18	"	140	60	55

7	8	9	10	11	12	13	14
Ландсортская впадина Рейс ис "Профессор Добрынин"							
3,74	2,64	5,66	0,22	0,51	0,25	2,89	2,3
0,0	2,04	5,57	0,12	0,55	0,12	3,35	1,82
1,87	2,04	5,46	1,62	0,53	0,15	3,43	2,03
0,0	2,13	5	0,62	0,56	0,14	3,58	1,81
0,0	2,13	5,46	0,2	0,55	0,12	3,67	1,97
Рижский залив Рейс 26А нис "Академик Курчатов"							
2,75	2,58	4,65	2,25	0,52	0,12	2,95	1,25
1,65	3,03	4,4	1,7	-	-	2,1	1,5
1,1	2,76	3,6	0,19	-	-	2,15	1,5
1,65	2,94	3,8	1,75	-	-	-	-
1,65	2,25	3,9	0,1	-	-	-	-

В процентах от валовой пробы осадка									
Co	Cr	Глинистые минералы	Кварц	Плагиоклазы	Калиевые полевые шпаты	Сульфиды (пирит, григит)	Марганцевые карбонаты, родохрозит	Сумма кристаллических фаз	Сумма аморфных фаз
18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Готландская впадина Рейс 26А нис "Академик Курчатов"									
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
34	-	46	9	6	5	2	+	68	32
44	-	51	9	6	4	2	+	73	27
26	102	55	9	7	5	2	0	78	22
33	110	44	8	6	4	4	4	70	30
24	110	53	10	5	2	2	4	76	24

Таблица 18 (продолжение)

1	2	3	4	15	16	17
2618	238	0-5	Ил пелитовый, терригенный, серый	165	48	62
		20-25	То же	146	54	46
		33-55	Ил пелитовый, терригенный, карбонатно-марганцовистый, серый	142	26	85
		60-65	Ил пелитовый, терригенный, карбонатно-марганцовистый	84	70	96
		89-95	То же	230	50	84
		165-167	"	125	59	32
		167-169	"	125	59	32
		169-170	То же, серый с сульфидами железа	125	59	32
2618	238	170-175	То же	146	49	46
		218-223	Ил пелитовый, терригенный, серый	146	56	20
		312-318	Глина голубовато-серая, позднеплейстоценовая	142	40	44
		441-450	Глина розовато-серая, позднеплейстоценовая	130	40	64
2621	238	0-2	Ил пелитовый, терригенный, карбонатно-марганцовистый, серый	167	47	50
		8-10	То же	146	36	50
2622	240	0-2	"	205	55	68
		16-18	"	160	48	65
2631	114	1-2,5	Ил пелитовый, терригенный, зеленовато-серый	135	44	28
		2,5-3,5	То же	146	40	28
2844	240	0-5	Рейс ис "Профессор Добрынин" Ил пелитовый, терригенный, карбонатно-марганцовистый	218	60	70
		20-25	То же	134	140	80
2845	240	20-25	"	136	61	65
		90-95	"	100	100	77
2852	450	0-2	Ландсортская впадина Рейс ис "Профессор Добрынин" Ил пелитовый, терригенный, карбонатно-марганцовистый, серый?	295	52	70
2853	345	20-25	Ил пелитовый, терригенный, серый?	151	38	54
2856	410	0-2	Ил пелитовый, терригенный, карбонатно-марганцовистый, серый?	233	45	61
		20-25	То же	157	41	64
2857	300	20-25	"	154	41	59
2578	29	0-2	Рижский залив Рейс 26А нис "Академик Курчатов" Ил мелкоалевритовый терригенный, марганцовистый, коричневый	220	24	50

18	19	20	21	22	23	24	25	26	27				
18	90	60	11	8	6	+	+	85	15				
10	115	54	13	8	5	3	0	83	17				
16	104	52	10	7	4	10	12	95	5				
19	78	48	10	6	4	3	10	81	19				
14	150	56	9	7	5	2	+	79	21				
24	110	43	10	7	5	4	17	86	14				
24	110	54	10	8	5	5	8	90	10				
24	110	42	8	7	5	4	32	98	2				
15	128	58	9	8	4	3	10	92	8				
12	112	56	10	9	6	2	+	83	17				
11	106	49	10	8	4	0	+	71	29				
16	110	65	13	9	7	0	0	94	6				
17	98	50	12	8	5	3	+	78	22				
14	98	63	10	6	4	4	+	85	15				
18	91	56	10	7	5	+	19	97	3				
18	104	62	15	9	7	+	0	93	7				
4	96	52	17	8	8	3	+	88	13				
6	94	57	18	9	8	3	0	95	5				
-	75	40	Рейс ис "Профессор Добрынин"				10	5	4	+	19	78	22
-	60	41	8	5	4	4	2	64	36				
-	70	39	8	6	4	2	23	72	28				
-	77	32	7	7	2	10	17	75	25				
-	86	39	Ландсортская впадина Рейс ис "Профессор Добрынин"				7	7	3	0	15	71	29
-	87	47	6	9	4	+	+	66	34				
-	77	54	7	10	5	0	9	85	15				
-	84	66	8	9	5	+	0	88	12				
-	87	60	9	10	5	0	0	84	16				
20	60	29	Рижский залив Рейс 26А ис "Академик Курчатов"				22	15	17	0	12*	95	5

Таблица 18 (окончание)

1	2	3	4	15	16	17
2593	42	0-4	Ил алевритово-пелитовый, марганцовистый, коричневый	170	25	38
		4-7	Ил алевритово-пелитовый, серый	160	25	20
2594	44	0-3	Ил алевритово-пелитовый, марганцовистый, коричневый	160	25	24
		6-25	Ил пелитовый	130	17	28

Таблица 19

Статистические данные математической обработки результатов литолого-О-5 см) Балтийского моря (натуральные осадки)

Элемент	Fe	Mn	Ti	P	CaCO ₃	SiO _{2 ам}	C _{орг}	Ba
Fe	71	17	56	34	-4	10	12	-2
Mn	71	71	-11	18	41	-8	-9	-24
Ti	71	71	71	20	-5	16	1	-17
P	70	70	70	70	3	46	30	16
CaCO ₃	71	71	71	70	75	3	-21	-22
SiO _{2 ам}	65	65	65	64	66	66	32	23
C _{орг}	70	70	70	70	74	65	74	28
Ba	46	46	46	46	48	40	48	48
Cr	46	46	46	46	48	40	48	48
Zr	46	46	46	46	48	40	48	48
Ni	46	46	46	46	48	40	48	48
V	46	46	46	46	48	40	48	48
Sn	46	46	46	46	48	40	48	48
Cu	13	13	13	13	13	13	13	4
Zn	13	13	13	13	13	13	13	4
Фракция <0,01 мм	71	71	71	70	75	66	74	48

они, следовательно, должны содержать и повышенные количества всех тех элементов, которые распределяются по правилу пелитовой фракции.

Ленточные и микроленточные глины перекрываются гомогенными ледниково-озерными глинами, образовавшимися в стадию Балтийского ледникового озера. Климат стал мягче, ледники отступили, озеро стало глубже. Основным источником осадочного материала стали уже не местные морены, а морены и почвы всего бассейна Балтийского ледникового озера (БЛО). Об этом свидетельствует резкое понижение основного компонента морен - CaCO₃. Однако другой характерный признак ледниковых отложений - C_{орг} - все еще остается очень низким. Несколько повышаются содержания Fe, Ti, K, Na, Cr, Ni, Rb, Zn, Cu, т.е. тех элементов, которые в процессе механической дифференциации накапливаются совместно с пелитом. Очень важно подчеркнуть, что как в ленточных, так и в гомогенных глинах БЛО пелит состоит в основном из "ледникового молока", т.е. из тонко перетертого осадочного материала. Это отлично видно в мазках и шлифах. Вид ледниковых и ленточных глин совершенно иной, чем голоценовых глинистых осадков.

Таким образом, изучая состав ледниковых отложений Балтийского моря, мы можем легче понять и процесс формирования марино-гляциальных осадков океа-

18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
14	75	51	18	8	8	0	9*	94	6
14	84	50	17	9	2	0	5*	93	7
12	90	50	15	11	9	0	8*	93	7
10	84	58	13	5	6	0	10*	92	8

геохимических данных по осадкам (алевритово-пелитовые и пелитовые илы, слой

Cr	Zr	Ni	V	Sn	Cu	Zn	Фракция < 0,01 мм	x	Σ _x
17	-40	47	34	5	-20	4	54	4,61	1,07
-4	-18	-24	7	3	23	45	16	0,09	0,27
51	-7	63	59	2	14	53	45	0,46	0,07
-3	-46	18	2	41	-39	-9	9	0,07	0,02
-13	-17	-34	-16	7	40	16	-21	0,94	1,41
-21	-36	1	-7	53	-10	5	-12	2,16	0,87
27	-5	24	24	15	66	34	5	3,19	1,09
5	17	-3	-16	7	-88	-93	-37	517	275
48	23	57	67	-15	65	80	20	114	45
48	48	-14	7	-16	-93	-95	-31	262	106
48	48	48	59	-11	89	98	40	42	10
48	48	48	48	-24	73	86	46	142	53
48	48	48	48	48	-	-	-25	3	1
4	4	4	4	4	13	76	27	47	10
4	4	4	4	4	13	13	55	149	27
48	48	48	48	48	13	13	75	71,06	17,29

нов. Правда, дифрактометрический анализ показывает, что и ледниковые глины на 35-65% состоят из глинистых минералов, но генезис этих минералов скорее всего тот же, что и других минералов (тонкое истирание кислых изверженных и других пород).

В особую стадию, очевидно, следует выделить верхнюю часть однородных глин БЛО, имеющих черный цвет и сильно обогащенных гидротроилитом, сульфидами. Эти глины содержат столько же CaCO₃, C_{орг}, Mn, как и их коричневые аналоги, однако в них четко наблюдается тенденция понижения Ti, Cr, Ni и повышения K, Na, Fe, частично Cu, Zn. Этот литолого-геохимический комплекс глин накапливался, очевидно, в стадию, предшествующую Иольдиевому морю. Наступала трансгрессия, повышался уровень моря, гидродинамическая активность БЛО затухала (обломочный материал, богатый Ti, Cr, Ni, заносился в море в меньших количествах, чем ранее).

Следующий литолого-геохимический комплекс - черные глинистые илы. Для них характерны все еще низкие содержания C_{орг}, а также CaCO₃, резко пониженные количества Ti, Cr (очевидно, Zr, Sn, W), но резко повышенные количества K и Na. Эти илы накопились, очевидно, в стадию Иольдиевого моря, когда соленые атлантические воды прорвались в БЛО.

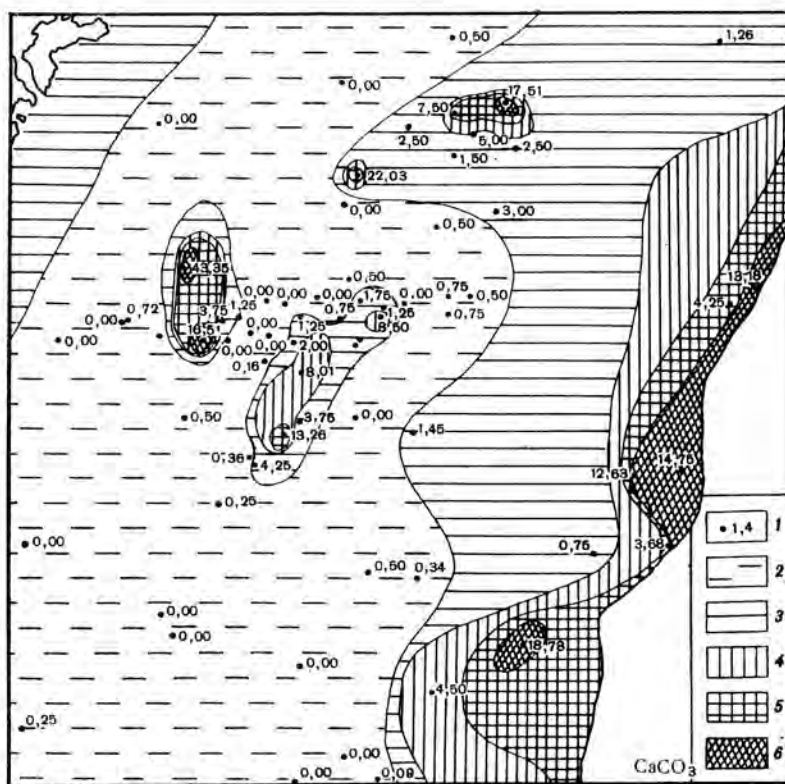
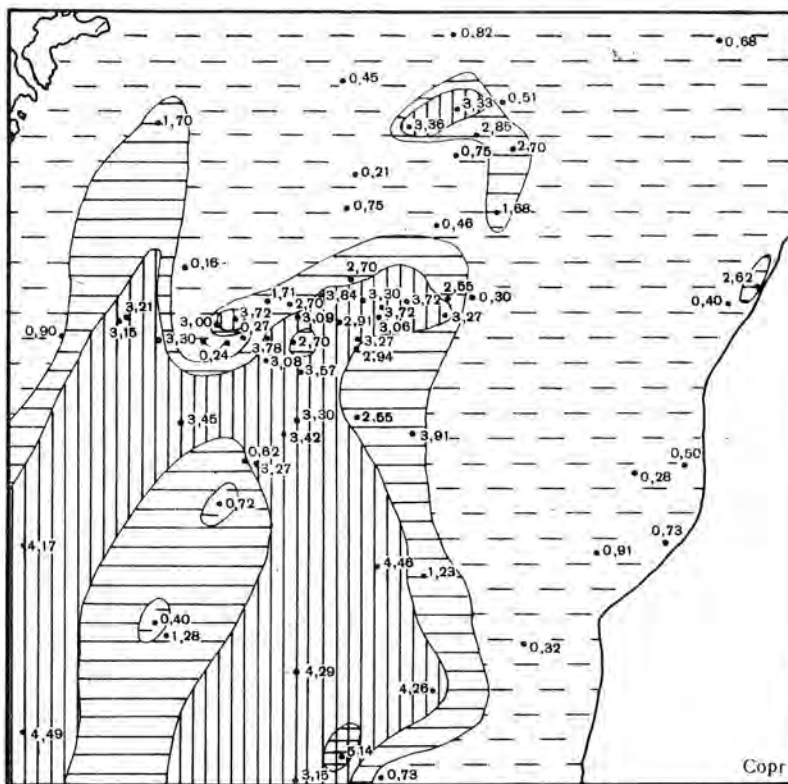
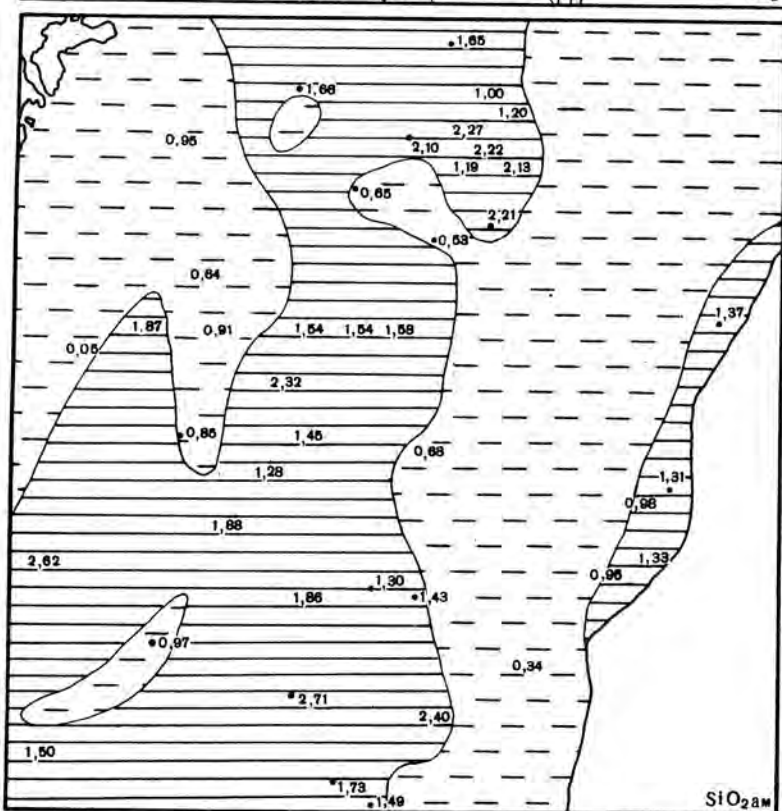
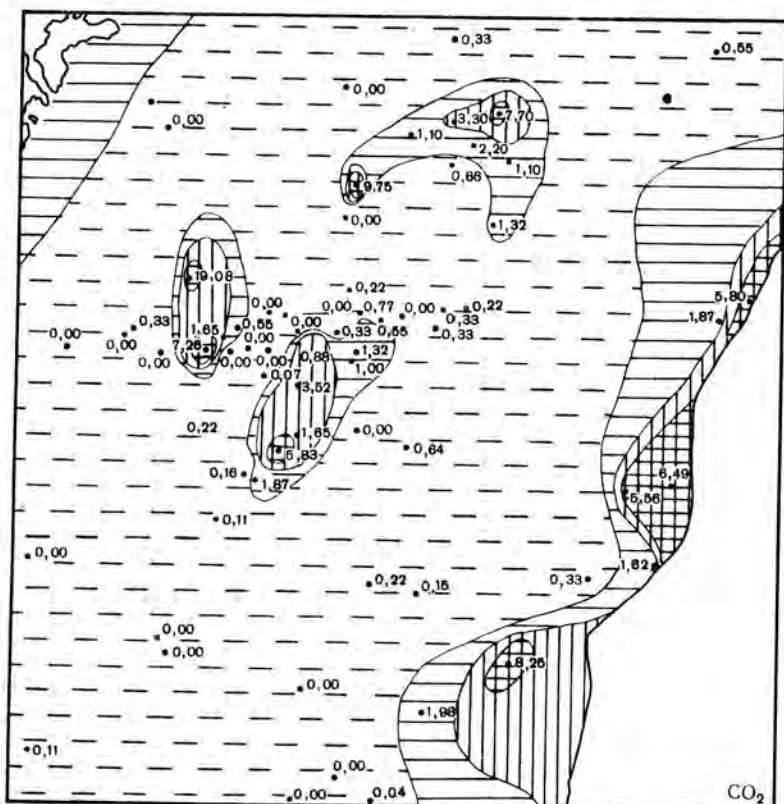


Рис. 41. Распределение CaCO_3 (по CO_2), CO_2 , $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ в верхнем слое (0–5 см) осадков Готландской впадины (в %)



1 - местоположение изученных проб и фактическое содержание; CaCO_3 : 2 - <1; 3 - 1-3; 4 - 3-5; 5 - 5-10; 6 - >10; CO_2 : 2 - <1; 3 - 1-3; 4 - 3-5; 5 - >5; $\text{C}_{\text{орг}}$: 2 - <1; 3 - 1-3; 4 - 3-5; 5 - >5; SiO_2 ам: 2 - 1; 3 - 1-3

Таблица 20

Средний химический состав терригенных осадков Балтийского моря (данные

Элемент	Обломочные осадки (пески, алевриты)		Алевритово-пелитовые и пелитовые илы (без Ботнического залива)					
			Все море		На глубинах < 200 м		На глубинах > 200 м	
	нат.	ббв	нат.	ббв	нат.	ббв	нат.	ббв
Fe	1,92	1,96	4,6	4,92	4,56	4,88	5,70	5,95
Mn	0,03	0,03	0,16	0,17	0,06	0,06	1,45	1,49
Ti	0,28	0,29	0,46	0,48	0,46	0,48	0,5	0,54
P	0,05	0,05	0,07	0,07	0,07	0,07	0,22	0,24
K	-	-	2,92	3,13	3,04	3,24	3,31	3,63
Na	-	-	2,07	2,22	1,73	1,84	2,81	3,08
CaCO ₃ *	1,25	-	1,18	-	0,81	-	4,65	-
SiO _{2 ам}	1,28	1,3	2,18	2,28	2,21	2,31	1,22	1,29
C _{орг}	0,89	0,9	3,22	3,33	3,20	3,33	3,06	3,23
Ba	408	419	506	502	1064	1134	1120	1230
Cr	50	54	113	117	114	118	100	109
Zr	281	298	264	274	269	277	150	164
Ni	21	24	42	45	43	46	26	28
V	55	61	141	149	140	149	160	175
Sn	3	4	3	3	3	3	3	3
Cu	44	43	49	51	46	51	54	59
Zn	-	-	155	162	147	149	246	270
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	5	5	10	10	-	-	-	-
W	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-
Фракция < 0,01 мм	-	-	69,39	71,42	-	91,11	-	-

* По CO₂: Во впадинах этот пересчет зачастую условный, так как CO₂ не всегда связан с Ca.

Последний литолого-геохимический комплекс – собственно голоценовые гомогенные темно-серые глинистые илы, имеющие мощность 216 см. Этот комплекс формировался в период двух несколько различных фаз: нижнего голоцена и верхнего голоцена. Для первого из них характерны резкое (ступене- или пилообразное) увеличение содержаний C_{орг}, несколько повышенные содержания Ti, Cr, пониженные Fe, Zn, Ni, Cu и резко пониженные K и Na. Потепление климата (Атлантический климатический период), все возрастающая роль химических процессов выветривания на суше, повышенный сток биогенных веществ привели к вспышке жизни в "верхней зеленой пленке" (в слое фотосинтеза). Этому, очевидно, способствовал также приток соленых атлантических вод (Литоринное море), вытеснявших пресные воды из впадин, что служило дополнительным источником биогенных веществ для фитопланктона. Эволюция моря протекала неравномерно, о чем свидетельствуют "пики" в содержаниях C_{орг}, Fe, Cr, Ni, Rb. Содержания Mn в илах низкие, что свидетельствует о нормальной аэрации придонных вод данной части Балтийского моря.

В верхнем голоцене осадконакопление было более равномерным, чем в нижнем. Сохраняется процесс интенсивного накопления в илах C_{орг}, наблюдается тенденция понижения содержаний Ti, Cr, Ni и повышения Mn, Zn, Cu, Mo.

Во всех пробах илов Готландской впадины обнаружены бентосные фораминиферы (изучены Х.М. Саидовой, см. наст. сб.). Они содержатся в количествах

рассчитаны на ЭВМ "Минск-32") (в % и 10^{-4} %). Слой 0-5 см

Голоценовые марганцовисто-карбонатно-глинистые илы (слой до 3 м)								
0,2-5,0% Mn			Только 1-5 Mn			0,2-3,8% Mn. Ландсортская впадина, глубина 240-450 м		
Готландская впадина, глубина 200-250 м								
К.п.	П.кол.	Ср.	К.п.	П.кол.	Ср.	К.п.	П.кол.	Ср.
21	4,80-6,68	5,35	9	4,80-6,68	5,52	9	5,46-7,07	5,96
21	0,21-4,80	1,72	9	1,52-4,8	3,28	9	0,20-3,77	1,62
8	0,43-0,70	0,52	6	0,43-0,6	0,50	9	0,47-0,59	0,53
7	0,07-0,14	0,11	6	0,09-0,14	0,12	7	0,14-0,67	0,3
21	0,58-3,70	2,89	9	2,02-3,42	2,86	9	2,67-3,67	3,1
21	0,04-2,73	1,64	9	1,42-2,73	1,87	9	1,80-2,96	2,12
8	0,00-13,51	8,51	6	8,01-13,51	11,14	9	0,00-8,51	2,95
-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	3,12-9,51	5,34	6	3,42-7,44	5,01	9	1,98-3,63	2,6
-	-	-	-	-	-	-	-	-
21	54-150	95	9	54-110	80	9	79-87	84
-	-	-	-	-	-	-	-	-
21	32-96	65	9	32-96	68	9	57-76	65
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
21	26-140	62	9	53-100	69	9	40-58	47
21	84-230	148	9	84-218	140	9	134-385	232
13	10-25	16	3	18-24	20	-	-	-
8	22,9-186,0	65	6	22,9-89,6	50	8	3,2-35,2	17
8	10-20	16	6	10-20	17	8	10-80	42
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. П.кол. - пределы колебаний, К.п. - количество проб, ббв - безбиогенное вещество.

от 0,01 до 2 экземпляров в 1 см³ осадка. Как ни парадоксально, в наибольших количествах фораминиферы развиты в наиболее глубоководной части впадины, т.е. там, где часто появляется сероводород. Здесь популяции представлены в основном видом *Elphidium excavatum*. На меньших глубинах распространен биоценоз *Reophax regularis*. Во впадине преобладают фораминиферы с известковой раковиной. Есть живые и мертвые фораминиферы. Последние - со следами растворения.

Остракоды найдены в илах глубоководной части впадины (на промежуточных глубинах их нет). Их количество незначительно - 1-18 экземпляров в 300 см³ осадка, т.е. примерно в 1000 раз меньше, чем в осадках у г. Клайпеда. Бентосные остракоды, имеющие известковый скелет, обычно обитают на малых глубинах. Во впадину они заносятся с прибрежных участков. На глубинах 120-200 м, где воды содержат максимальное количество свободной CO₂, они растворяются, тогда как в центре впадины, где CO₂ меньше, а pH выше, они сохраняются.

Своеобразен состав пелитовой части илов Готландской впадины. Основная часть тонкодисперсных частиц представлена глинистыми частицами и их агрегатами, а также тонкими (1-5 мкм) овальными и неправильными частичками неясного генезиса. Двупреломление частичек высокое, показатель - около 1,6. По оптическим константам они похожи скорее всего на карбонаты. Возможно,

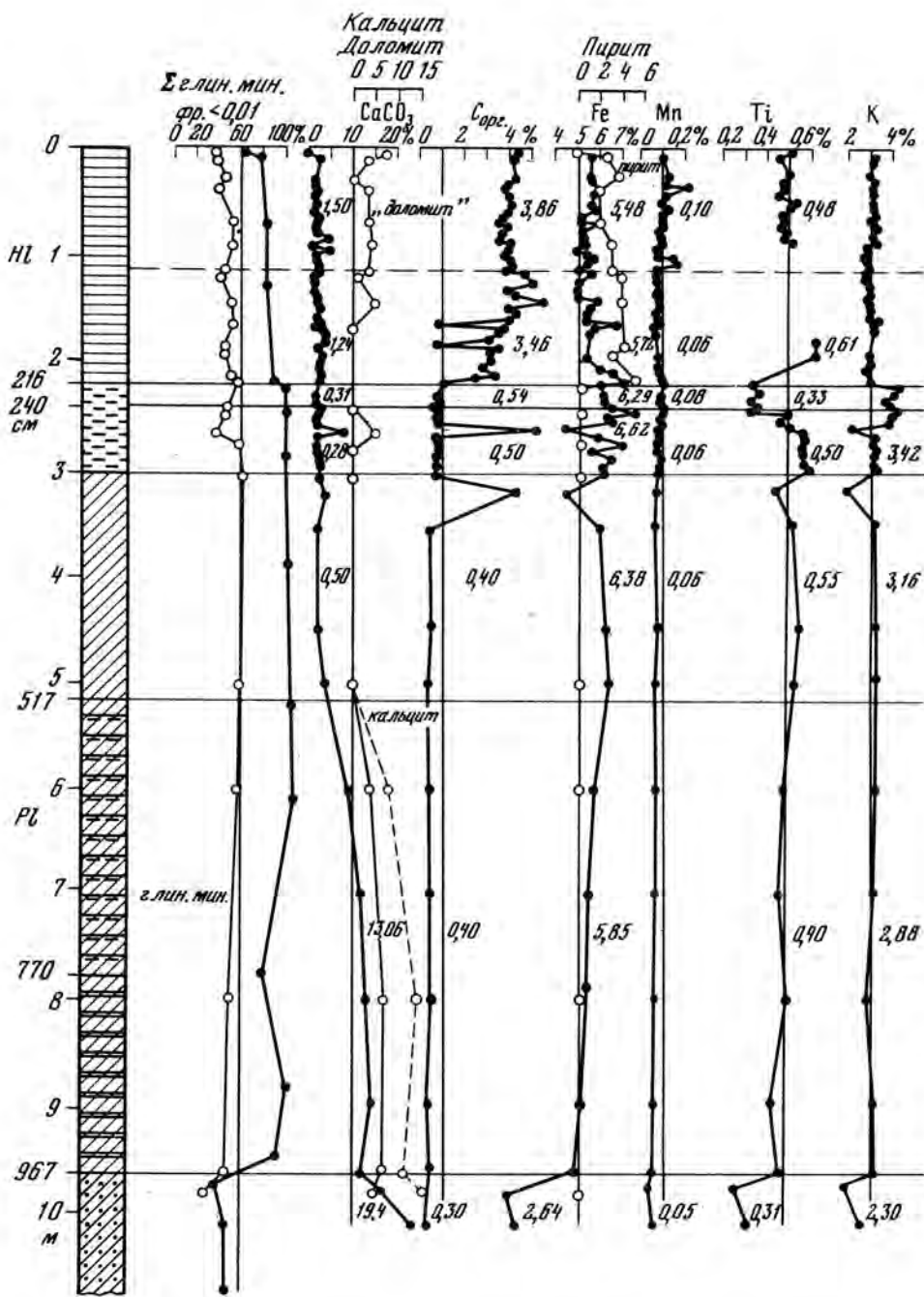
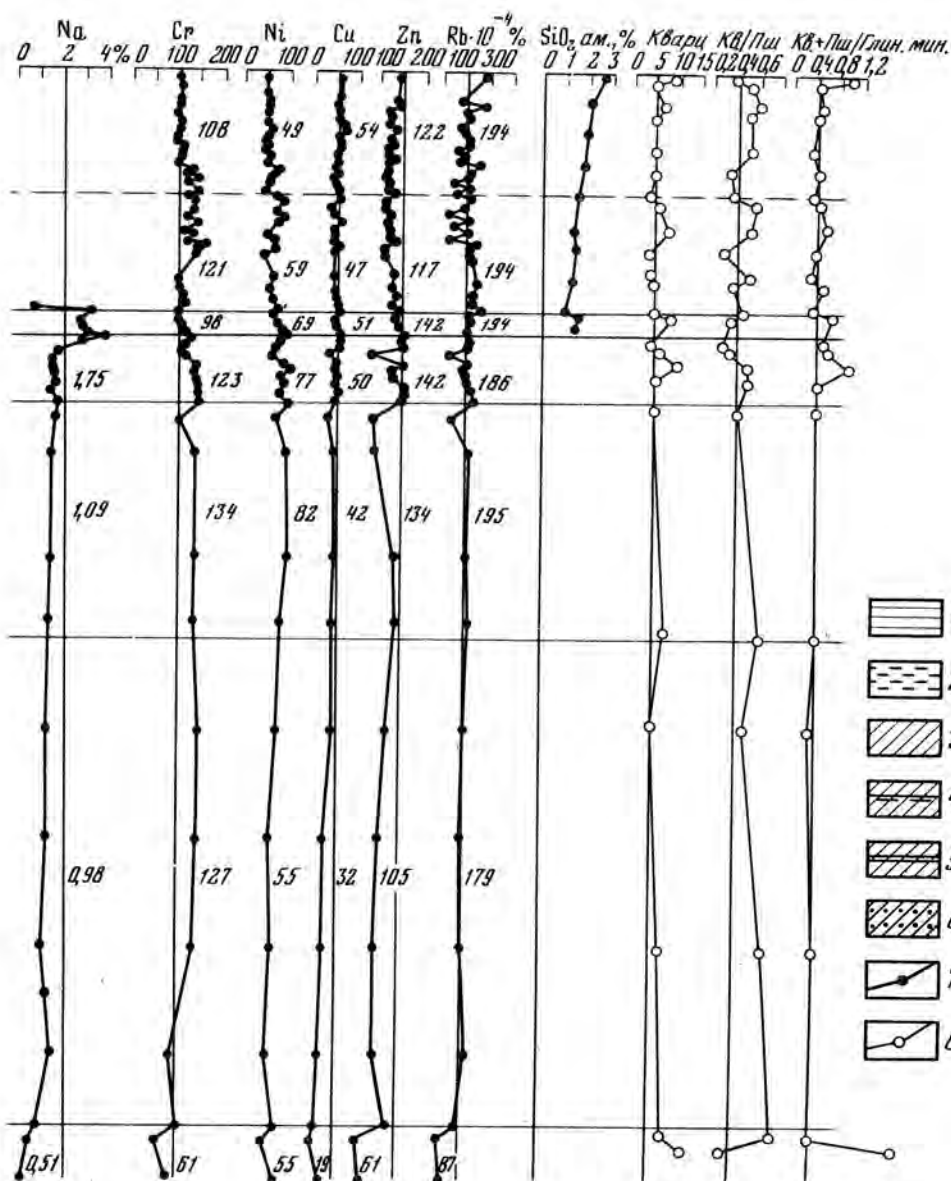


Рис. 42. Литолого-геохимические комплексы (пачки) позднечетвертичных осадков Готладской впадины (Балтийское море) и их химический и минеральный состав (ст. 2636, 26А рейс нис "Академик Курчатов", глубина 160 м). Микроэлементы и компоненты, а также содержание минералов даны в процентах от валовой пробы осадка, микроэлементы – Cr, Ni, Cu, Zn, Rb (в 10^{-4} %)

1-6 – комплексы (пачки осадков): 1 – голоценовые сапропелевидные глинистые илы, 2 – нижнеголоценовые глинистые илы с повышенными содержаниями щелочей (K, Na), 3 – ледниковые (озерные) гомогенные глины, 4 – глина сверху черная пят-



нистая, с 300 см и ниже – коричневая, слабополосчатая, 5 – ленточные (обычно коричневые) глины, 6 – моренные суглинки; 7 – содержания химических элементов и компонентов (в %); 8 – содержания фракции 0,01 мм минералов (в % от валовой пробы осадка) и их соотношения. Цифры у кривых – средние содержания фракции < 0,01 мм химических элементов и компонентов в данных литолого-геохимических комплексах – пачках – осадков (в %); комплексы отделены друг от друга горизонтальными линиями. Минеральный состав изучен Э. С. Тримонисом и А. С. Кожевниковым на дифрактометре ДРОН-1,5

Таблица 21

Химический состав сапропелевидных микрослоистых карбонатно-марганцовистых глина (глубина 243 м)

Горизонт (в см)	Тип осадка	Влажность (в %)	Eh (в мВ)	CO_2	$C_{орг}$
0-5	Ил смешанный, хемогенно-терригенный (карбонатно-марганцовистый глинистый), пелитовый, темный зелено-серый, творожистый. Сверху - пленка с гидротроилитом	83,2	-200	1	2,94
10-15	То же	75,49	-200	0,33	2,85
20-25	Ил смешанный, хемогенно-терригенный (карбонатно-марганцовистый глинистый), пелитовый, творожистый, микрослоистый, сапропелевидный, черно-серый	78,17	-200	3,85	3,84
40-50	То же			5,94	5,7
70-76	*			5,28	3,6
90-100	Ил смешанный, хемогенно-терригенный (карбонатно-марганцовистый глинистый), пелитовый, сапропелевидный, зелено-серый	69,32	-220	3,63	3,81
113-120	То же, но микрослоистый	68,13	-230	3,08	5,79
150-155	*	61,06	-230	6,6	5,19
Среднее		72,56	-213	3,71	4,22
168-176	Глина голубовато-серая с гидротроилитовыми пятнами			0,00	1,71

Примечание. Фракция 0,01 мм - 93,76%. В скобках дано содержание разных форм железа от $F_{вал}$. Данные по Eh даны по А.Г. Розанову.

это слабо раскристаллизованные карбонаты марганца сложного состава, в последующем переходящие в родохрозит [Емельянов и др., 1980]. Частицы неясного генезиса (карбонаты Mn?) преобладают в верхнеголоценовых илах станций 2574, 2618, 2621, 2622, т.е. в северной, наиболее глубоководной части Готландской впадины. В южной ее части, а также по окраинам (станции 2611, 2631а, 2636 и др.) ничего подобного нет. Состав пелитовой части здесь иной: здесь резко преобладают глинистые частицы и их агрегаты. На станции 2631а в слоях 50-113 см очень много (30-40% от валовой пробы осадка) кремни-

глинистых илов Готландской впадины (ст. 3173, ис "Профессор Добрынин",

	Железо			Mn	Ti	P	K	Na
	Fe _{вал}	Fe ³⁺	Fe ²⁺					
5,38	0,26 (4,86)	3,19 (59,29)	1,93 (35,87)	1,44	0,53	0,09	3,17	1,93
5,2	0,18 (3,46)	2 (38,46)	3,02 (58)	0,73	0,45	0,08	4,72	3,05
5,8	0,26 (4,48)	1,14 (19,5)	4,41 (76,03)	3,68	0,44	0,08	3,9	2,92
6,5	Сл.	0,48 (7,4)	6,02 (92,6)	5,6	0,34	0,14	3,14	2,7
5,5	0,35 (6,36)	1,24 (22,51)	3,91 (71)	4,96	0,34	0,14	3,21	2,6
5,7	0,04 (0,70)	0,8 (14,03)	4,86 (85,26)	2,95	0,44	0,11	3,24	2,31
6,8	0,28 (4,11)	0,63 (5,89)	5,89 (86,6)	2,8	0,4	0,1	3,49	2,30
5,2	0,09 (1,73)	0,4 (7,7)	4,71 (90,6)	6,54	0,35	0,15	3,97	2,59
5,76	0,03	2,40	3,33	3,59	0,41	0,11	3,61	2,55
5,80	-	-	-	1,06	0,47	0,09	4,03	2,60

тых частиц (диатомовых и др.). Резко преобладают диатомовые: *Rhizosolenia calcar-avis*, *Chaetoceros* и др. Встречены также силикофлагелляты *Ebria tripartida*. Повышены их количества также в колонке 2622 (горизонты 50-250 см).

Совершенно иной состав имеют нижнеголоценовые илы и глины. Они состоят из отдельных глинистых частичек, кварца, в меньшей степени из обломочных карбонатов, иногда шариков сульфидов (их много в слое 311 см со станции 2621, в слоях 364, 370 и 490 см со станции 2622, в слоях 178 и 239 см со станции 2631а).

Таблица 21 (окончание)

Горизонт (в см)	Тип осадка	Cu	Zn	Cr	Ni	Cd	Rb
0-5	Ил смешанный, хе- могенно-терригенный (карбонатно-мар- ганцовистый глинис- тый), пелитовый, темный зелено-серый, творожистый. Свер- ху - пленка с гид- ротроилитом	48	150	106	68	20	207
10-15	То же	51	130	94	68	17	142
20-25	Ил смешанный, хе- могенно-терригенный (карбонатно-марган- цовистый глинистый), пелитовый, творо- жистый, микросло- истый, сапропеле- видный, черно-серый	55	120	103	81	8	113
40-50	То же	82	117	94	82	20	89
70-76	"	56	112	106	69	20	109
90-100	Ил смешанный, хе- могенно-терригенный (карбонатно-марган- цовистый глинис- тый), пелитовый, сапропелевидный, зелено-серый	56	107	104	82	22	127
113-120	То же, но микро- слоистый	82	107	108	75	26	110
150-155	"	80	103	92	82	24	111
Среднее		64	118	101	76	20	126
168-176	Глина голубовато- серая с гидротроили- товыми пятнами	61	107	120	82	16	146

Позднеледниковые глины со станции 2631а (слои 848-968 см) состоят из хорошо отсортированной "пудры" обломочных карбонатов и глинистых минера-
лов, глины со станции 2636 (слои 600-887 см) - из "пудры" кварца и
полевых шпатов. Глубже на этой станции залегают моренные суглинки. Их пет-
рографический состав иной, чем глин. Они состоят из плохо сортированного
материала, представленного крупнозернистыми обломками кварца, полевых шпа-
тов, обломочных карбонатов, гидроокислов железа и глинистых агрегатов.

Описанные литолого-геохимические комплексы характерны, однако, только
для окраинных частей Готландской впадины, а также для других мелководных
впадин Балтики. Если же брать глубоководные (центральные) части Готланд-
ской, а также Ландсортской впадин, то здесь состав литолого-геохимических
комплексов илов совершенно иной. Наглядное свидетельство этому - данные по

ст. 3173 (глубина 243 м, Готландская впадина). По всей вскрытой мощности голоценовых илов здесь обнаружены очень высокие содержания марганца и карбонатов марганца, повышенные содержания $C_{орг}$, Fe, Cd, Cu, Ni и некоторых других элементов (табл. 21).

Таким образом, во впадинах Балтийского моря четко наблюдается латеральное (фациальное) изменение литолого-геохимического состава илов.

НАКОПЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ИЛАХ ВПАДИН

В современных (слой 0–2 см) восстановленных осадках Балтийского моря содержится до 8,68% $Fe_{вал}$ (в окисленных с железистыми конкрециями – до 11%), что значительно больше средних содержаний железа в современных илах Балтики (4,6%, данные 320 проб) и значительно больше, чем в обломочных осадках (в среднем 1,92%) (рис. 43, Fe).

В илах многих впадин Балтийского моря повышенные содержания железа во многих случаях сохраняются по всему разрезу, а в некоторых случаях и в подстилающих позднечетвертичных (ледниковых) глинах. Выяснено, что в современных (0–5 см) терригенных илах (алевритово-пелитовых и пелитовых), залегающих на глубинах до 200 м, в среднем содержится 4,56% Fe, тогда как на глубинах > 200 м – 5,7%, т.е. на 20–25% больше (см. табл. 21). Напомним, что в современных терригенных илах Атлантического океана в среднем содержится 5,01% Fe (в красных глинах – 5,85%) [Emelyanov, 1977], в терригенных илах Средиземного моря – 4,0–5,3% [Емельянов и др., 1979], Черного моря – 4,45% Fe (илы из скв. 379) [Emelyanov et al., 1978]. В чем же причина столь высоких содержаний железа в илах впадин Балтийского моря?

Чтобы ответить на этот вопрос, автор, а также М.Ф. Пилишчук изучили подвижные (реакционные) формы $Fe-Fe^{2+}$ и Fe^{3+} в голоценовых и позднечетвертичных осадках [Емельянов, 1978, 1979]. Всего было изучено более 300 проб с 45 станций. Станции были расположены так, что они образовали два литолого-геохимических профиля: продольный (меридиональный) и поперечный (рис. 43), пересекающие разные впадины, в том числе Ландсортскую (с максимальной для Балтики глубиной 459 м) и Готландскую (с глубиной до 250 м). По разнице $Fe_{вал} - (Fe^{2+} + Fe^{3+})_{реакц}$ было рассчитано содержание $Fe_{обл} - Fe_{обл}$ составляет до 7% от осадка, или от 0 до 100% от $Fe_{вал}$.

Его доля тем больше, чем грубее осадок, а в одном и том же гранулометрическом типе – чем меньше глубина залегания осадка. Fe^{3+} (реакционное) обычно составляет 0,1–1% от осадка, но в некоторых пробах восстановленных илов его содержание повышается до 2,15%, что составляет 45% от $Fe_{вал}$ (в окисленных осадках до 5,91% Fe^{3+} , или до 45% от $Fe_{вал}$).

Содержание Fe^{2+} (реакционное) колеблется в пределах от 0,02 до 7,26%, что составляет от следов до 95% от $Fe_{вал}$. В большинстве изученных проб осадков содержание Fe^{2+} увеличивается по мере возрастания глубины моря, а в колонках чаще всего сверху вниз (рис. 44, 45).

Суммарное содержание реакционного железа ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$) колеблется в пределах от следов до 8,68%, т.е. порою железо полностью (на 100%) представлено реакционной его формой. Это, пожалуй, самое высокое содержание реакционного железа в осадках Мирового океана (за исключением гидротермальных железорудных отложений и гидrogenных корок). Столь высокие содержания реакционного железа обнаружены в самой верхней пленке жидких гидротроилитовых илов отдельных впадин Балтики (рис. 45, станция 3162). Высокие содержания реакционного железа (в основном Fe^{2+}) найдены в голоценовых илах по бортам Готландской впадины. Именно в этих пробах илов найдены высокие количества свободного H_2S (3–29 мл/л). Значение Eh в илах было постоянно низким (от –140 до –380 мв).

Каков же механизм накопления железа в осадках Балтийского моря? Чтобы понять его, обратимся вначале к схеме распределения взвешенного железа в водной толще. Подсчитано [Блажчишин, 1976], что в это море поступает

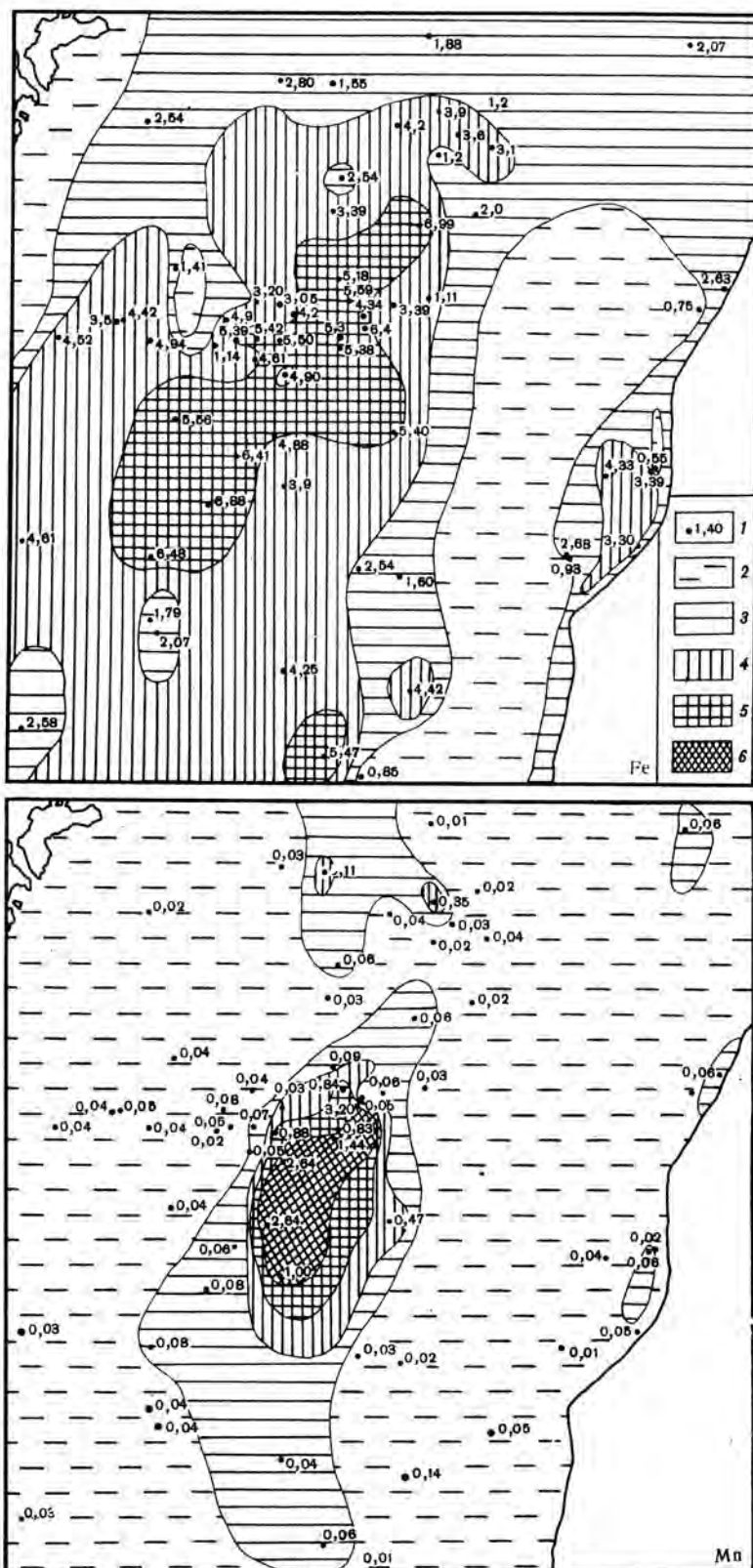
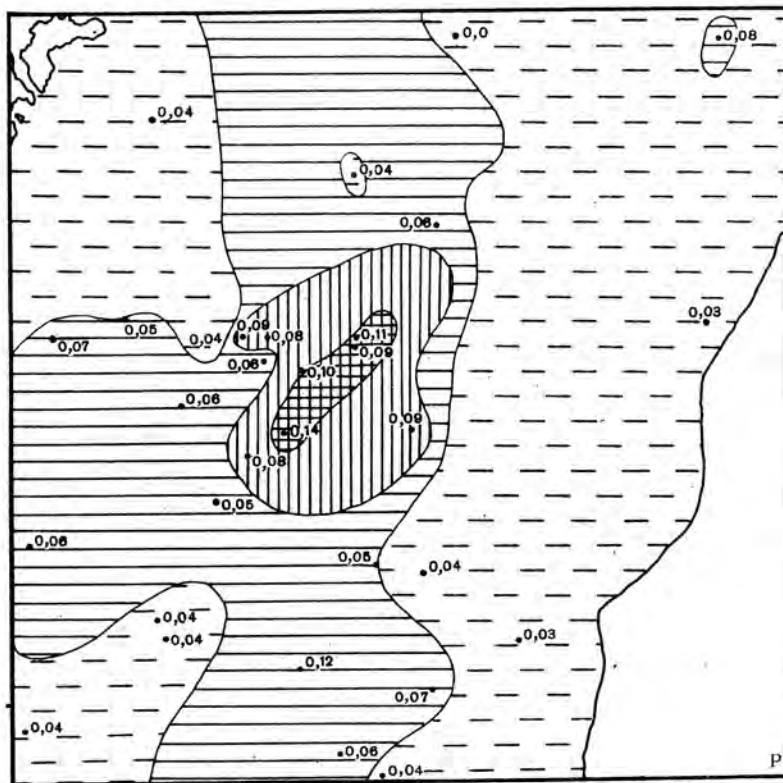
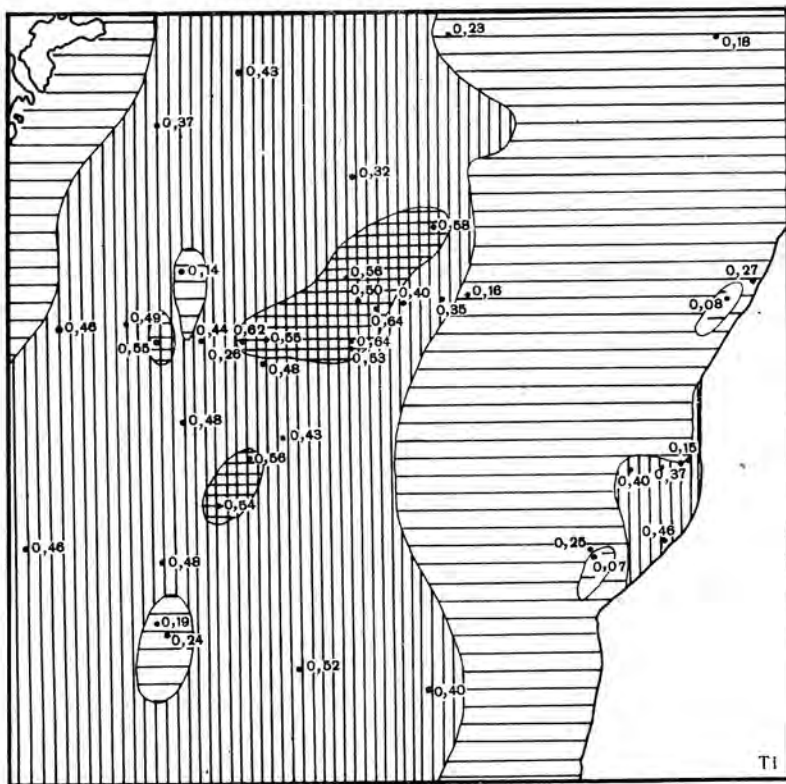


Рис. 43. Распределение Fe, Mn, Ti и P в верхнем слое (0–5 см) осадков Готландской впадины (в %)

1 – местоположение изученных проб и фактическое содержание; Fe: 2 – <1;



3 - 1-3; 4 - 3-5; 5 - >5; Mn: 2 - <0,05; 3 - 0,05-0,1; 4 - 0,1-0,5; 5 - 0,5-1; 6 - >1; Ti: 2 - <0,1; 3 - 0,1-0,30; 4 - 0,30-0,50; 5 - >0,50; P: 2 - <0,05; 3 - 0,05-0,07; 4 - 0,07-0,10; 5 - > 0,10

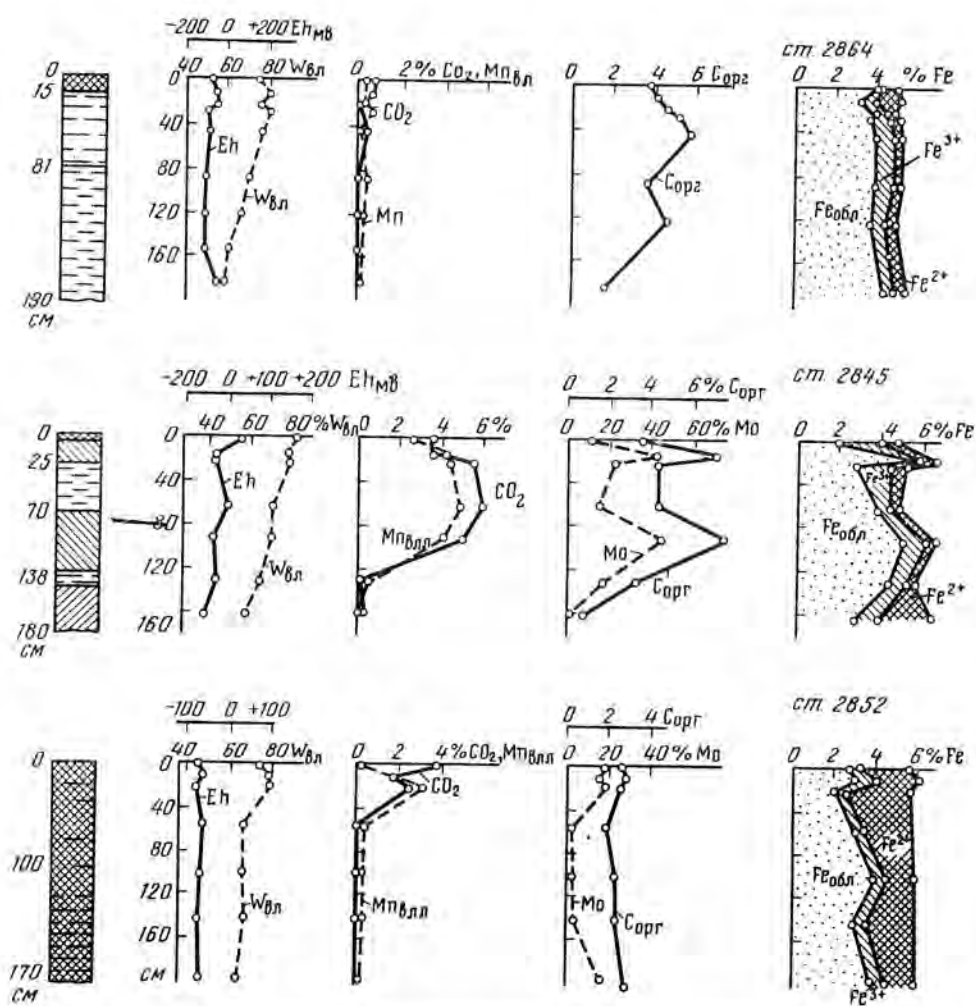


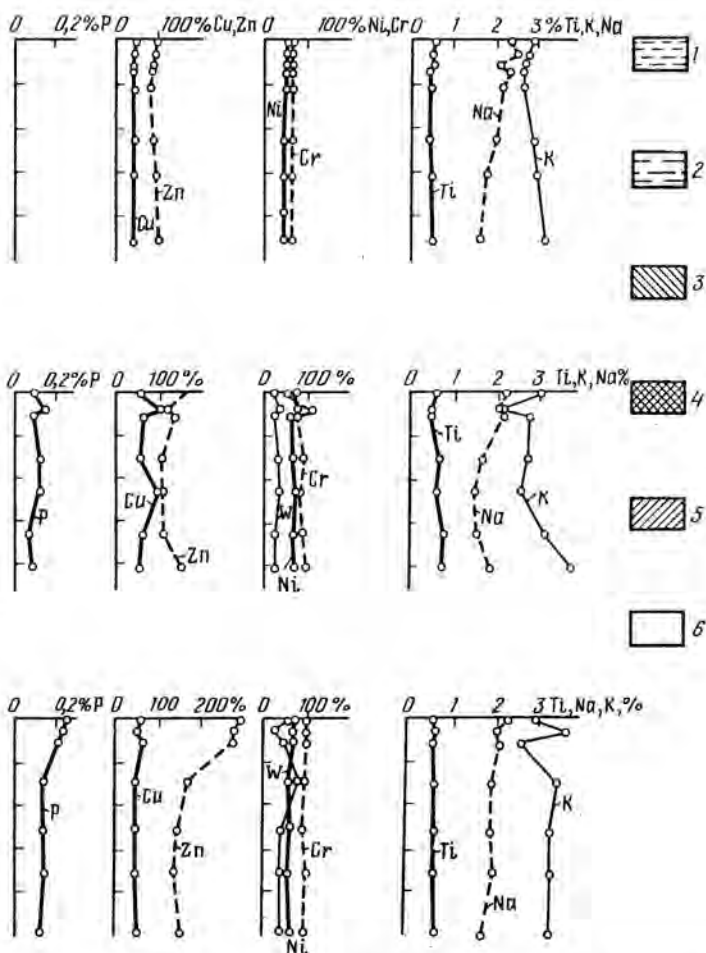
Рис. 44. Химический состав голоценовых илов отдельных колонок Борнхольмской (ст. 2864, глубина 94 м), Готландской (ст. 2845, глубина 240 м) и Ландсортской (ст. 2852, глубина 450 м) впадин

1 – ил терригенный пелитовый, однородный (голоценовый); 2 – то же, микрослоистый; 3 – ил терригенный, пелитовый, сапропелевый или сапропелевидный, четко-

около 1238 тыс. т железа. Основная его часть поступает в виде речных взвесей, которые содержат от 0,2 до 10,2% Fe [Емельянов, Пустельников, 1975]. Чем больше речные взвеси содержат органического материала, тем выше в них содержание железа, которое представлено здесь Fe-органическими частицами, а также сгустками и хлопьями Fe-гидроокислов. Попав в морскую воду, взвешенное железо подвергается гидродинамическому воздействию (механической дифференциации) и распределяется по дну по правилу пелитовой фракции: его содержание обычно тем больше, чем выше содержание фракции < 0,01 мм (или чем больше глубина моря).

Подтверждением того, что основной источник железа – терригенный материал, являются не только прямое микроскопическое изучение минеральных форм речной и морской взвеси, но и "языки" повышенных содержаний железа во взвеси, выявленные как в горизонтальном, так и в вертикальном планах: железа во взвеси больше у берегов (особенно у устьев рек) и в слоях вод, обогащенных терригенной взвесью.

Однако выше говорилось, что железо поступает в море также и в виде растворов. Такое железо подвергается биохимическому воздействию, причем глав-



микрослойный; 4 – ил терригенный, пелитовый, черный или серо-черный с гидротроилитом; 5 – глина позднеледниковая; 6 – влажность (в %). Содержание Mo, Cu, Zn, Ni, W и Cr – в 10^{-4} %, остальные элементы – в %. На графике даны формы Fe: Fe обломочное ($Fe_{обл}$) и Fe реакционное Fe^{2+} и Fe^{3+}

ным образом в биогеохимической барьерной зоне река–море. Этому воздействию подвергаются также взвешенные Fe–органические соединения и частично хлопья гидроокислов железа.

В открытом море во второй вертикальной биогеохимической барьерной зоне (слой фотосинтеза) железо интенсивно потребляется фитопланктоном и, следовательно, вовлекается в биогеохимический круговорот. Выяснено, что в пробах сепарационной взвеси, которые в открытом море состоят на 80–95% из биогенного материала (фитопланктон, органический детрит, реже скелеты диатомовых), содержится 0,26–1,31% Fe (при 15,96–24,70% $C_{орг}$).

Подсчитано, что 1900 тыс. т железа ежегодно потребляется фитопланктоном и удаляется из слоя фотосинтеза [Емельянов, Пустельников, 1975] в глубинные воды или осаждается на дно. В слое температурного скачка (третья вертикальная биогеохимическая барьерная зона), очевидно, происходит дополнительное извлечение из морской воды железа (фотосинтез, сорбция органическим детритом, гидролиз?), так как в этом слое мы часто наблюдаем понижение концентраций растворенного и повышение взвешенного железа [Емельянов, 1979]. Прорвавшись через слой скачка, Fe–органические части-

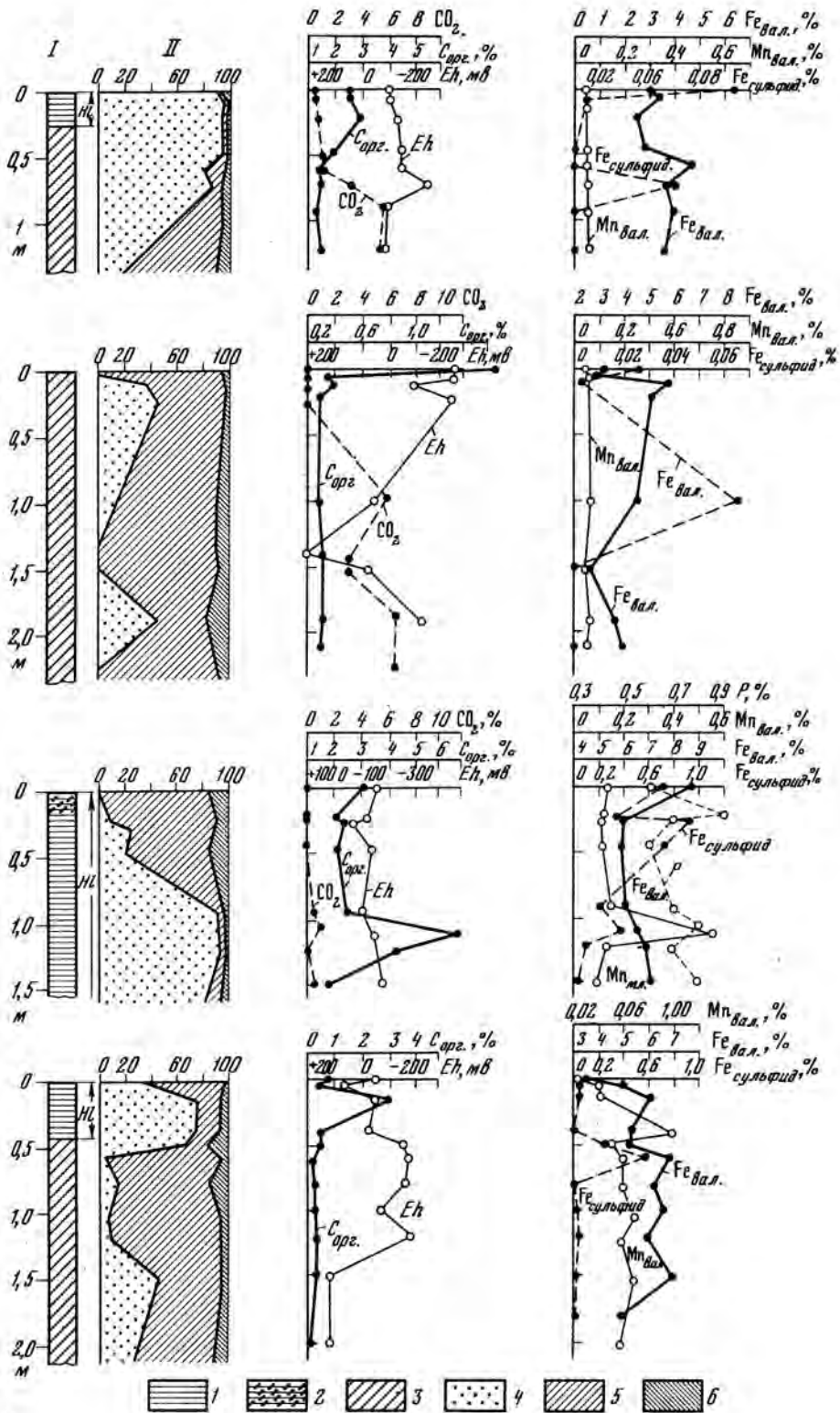
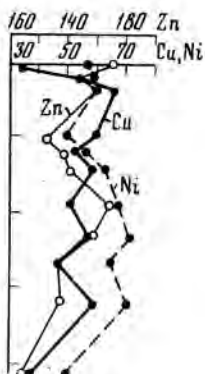
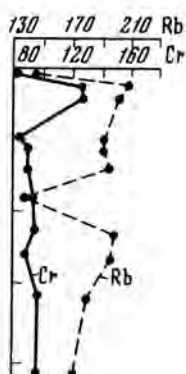
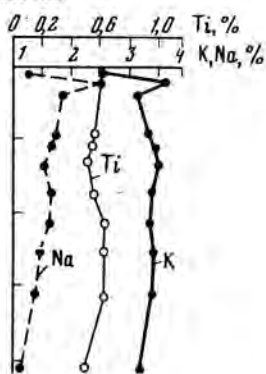
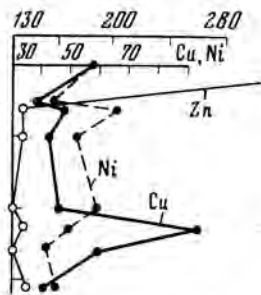
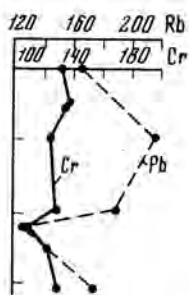
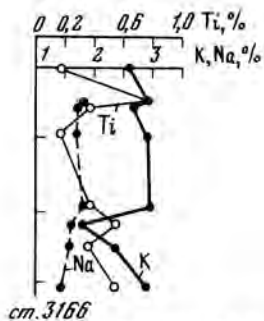
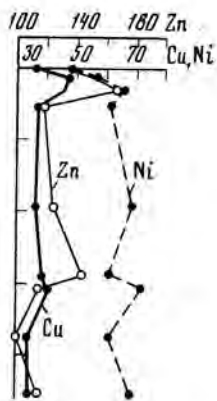
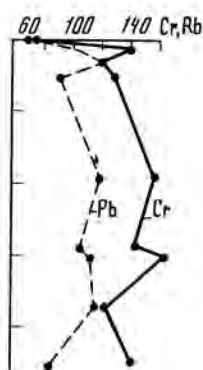
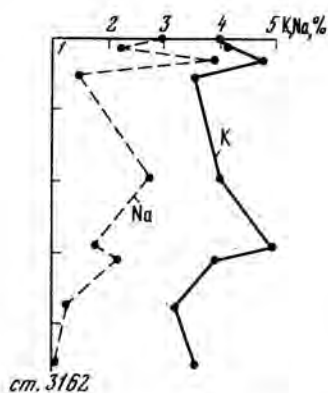
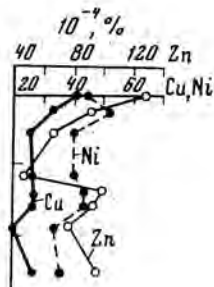
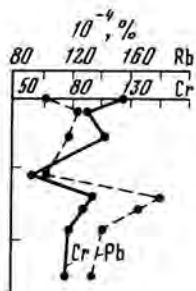
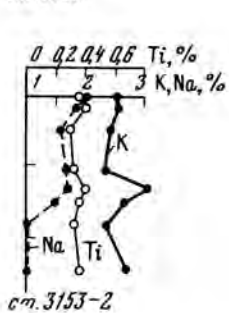


Рис. 45. Химический состав позднечетвертичных осадков Готландской впадины и впадины Фарё

Анализы выполнены в лаборатории геологии Атлантики АО ИОАН под руководством автора. Eh и Fe_{сульфид} – по данным И. И. Волкова и А. Г. Розанова.

cm. 3168



1 - илы терригенные, серые (голоценовые - Н1); 2 - то же, с гидротроилитом; 3 - глина однородная, позднеледниковая; формы Fe в осадках: 4 - Fe обломочное, 5 - Fe²⁺ реакционное, 6 - Fe³⁺ реакционное

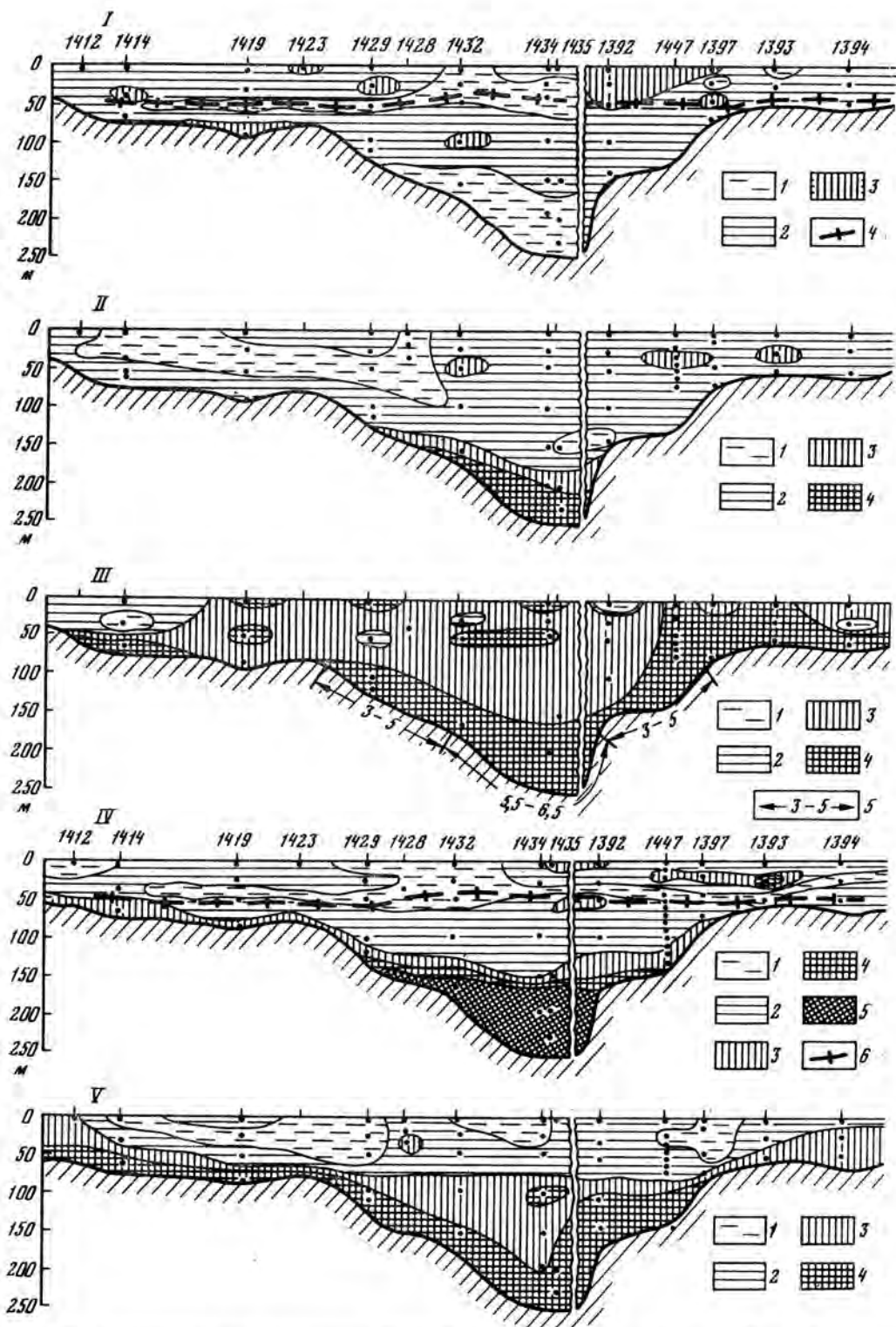
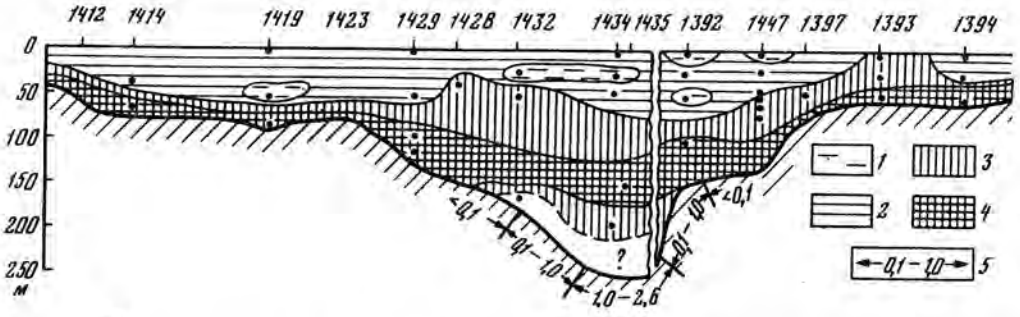


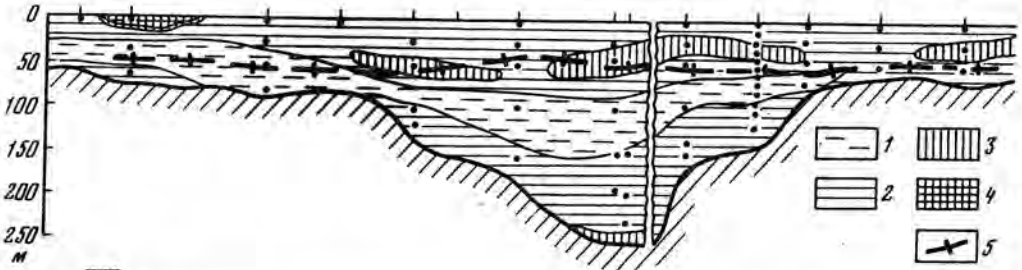
Рис. 46. Распределение различных форм Fe, Mn и Si в водной толще Балтийского моря на разрезе о-в Хиума (ст. 1394) – о-в Борнхольм (ст. 1412). По данным Е. М. Емельянова [1979]

I – Fe растворенное (реакционное) (в мкг/л): 1 – < 3; 2 – 3–5; 3 – > 5; 4 – положение термоклина; II – Fe взвешенное (в мкг/л): 1 – < 10; 2 – 10–30; 3 – 30–50;

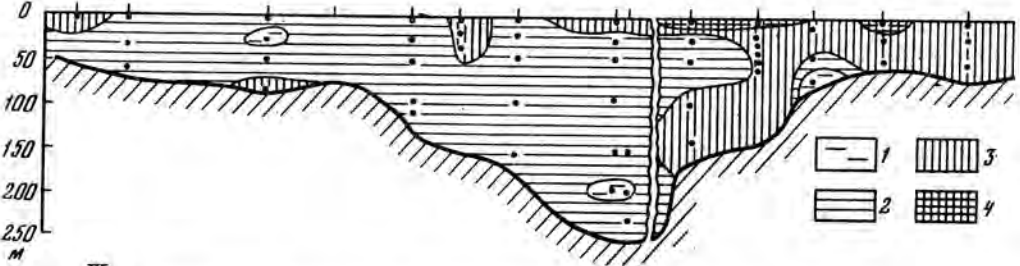
VI



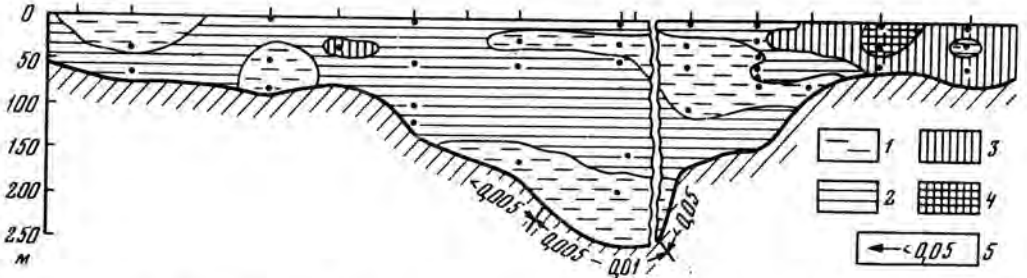
VII



VIII



IX



4 - > 50; III - содержание Fe во взвеси (в %): 1 - < 1; 2 - 1-3; 3 - 3-5; 4 - > 5; 5 - содержание Fe в верхнем слое донных осадков; IV - Mn растворенный (в мкг/л): 1 - < 1; 2 - 1-5; 3 - 5-10; 4 - 10-100; 5 - > 100; 6 - положение термоклина; V - Mn взвешенный (в мкг/л): 1 - < 0,5; 2 - 0,5-1; 3 - 1-2; 4 - > 2; VI - содержание Mn во взвеси (в %): 1 - < 0,1; 2 - 0,1-0,3; 3 - 0,3-0,5; 4 - > 0,5; 5 - содержание Mn в верхнем слое донных осадков; VII - Si растворенная (в мкг/л): 1 - < 0,5; 2 - 0,5-1; 3 - 1-2; 4 - > 2; 5 - положение термоклина; VIII - Si взвешенная (в мкг/л): 1 - < 0,5; 2 - 0,5-1; 3 - 1-2; 4 - > 2 (очевидно, данные завышены); IX - содержание Si во взвеси (в %): 1 - < 0,3; 2 - 0,3-0,5; 3 - 0,5-1; 4 - > 1 (очевидно, данные завышены); 5 - содержание Si в верхнем слое донных осадков

пы и Fe-гидроокислы попадают в зону с пониженным содержанием кислорода или даже в зону стагнации. Осев на дно, органические частицы продолжают разлагаться, высвобождая захваченное. Происходит медленная редукция Fe^{3+} до Fe^{2+} . В геохимической барьерной зоне вода-осадок скапливается много Fe^{2+} , которое переходит в поровые воды, связывается в гидротроилит, в виде растворенного Fe^{2+} диффундирует в придонный слой морской воды. Когда в этом слое присутствует достаточное количество кислорода, миграция не интенсивная, когда присутствует H_2S - диффузия сильная. В стагнированных условиях в морской воде присутствует в виде растворенного Fe^{2+} , что подтверждается непосредственным определением растворенного (реакционного) Fe, и в виде взвеси: абсолютная концентрация растворенного $Fe_{реакц}$ в придонных водах в августе 1976 г. возрастала от 3 мкг-л в поверхностном слое вод до 6-8 мкг/л в придонном, тогда как концентрация взвешенной формы железа в этих же слоях 10-46 и 9-98 мкг/л соответственно. Относительное содержание железа во взвеси глубинных слоев вод возросло до 5-23%, однако слой вод с таким высоким содержанием железа во взвеси "оторван" (приподнят) от поверхности дна. У дна взвесь содержала значительно меньше железа (рис. 46).

При наличии вертикальной геохимической (физико-химической) барьерной зоны O_2-H_2S в водной толще (т.е. при наличии H_2S в придонных водах) между слоями вод с O_2 и H_2S происходит интенсивный диффузионный обмен железа [Brewer, Spencer, 1974]: Fe^{2+} диффундирует вверх, в зону с O_2 , окисляется, выпадает в виде $Fe(OH)_3$ и в виде коллоидальных сгустков вновь осажается в стагнированную зону, где вновь редуцируется и переходит в Fe^{2+} . Однако в зоне H_2S часть железа находится также и в виде коллоидальных сгустков (моносulfида? гидроокислов?), так как именно в этом слое мы отметили очень высокие содержания железа во взвеси - 7-20% (рис. 46).

Реакционноспособные формы железа (как и марганца) в условиях с большими содержаниями органического вещества переходят в раствор за счет образования органических комплексов (в основном гуминовых). Растворенное железо в поровых растворах сохраняется длительное время, очевидно, благодаря прочности органических комплексов железа в условиях восстановленных осадков [Емельянов и др., 1980]. Реакционная форма Fe^{3+} в максимальных количествах содержится в верхнем слое. К низу голоценовой толщи илов содержание $Fe_{реакц}^{3+}$ заметно уменьшается, но полностью оно не исчезает. Следовательно, 7-10 тыс. лет, в течение которых накапливались восстановленные илы впадин, недостаточно для полного восстановления $Fe_{реакц}^{3+}$ в $Fe_{реакц}^{2+}$. Восстановление $Fe_{реакц}^{3+}$, как следует из кривых его распределения по колонкам, протекает довольно неравномерно, но во всех случаях процесс восстановления железа значительно опережает процесс редукции сульфатов [Емельянов и др., 1980]. Невовлеченное в процесс диагенетического минералообразования $Fe_{реакц}^{3+}$ накапливается (по сравнению с придонной водой) в иловой воде (до 48-62 мкг/л в илах Готландской впадины). Оно, следовательно, является резервом для сульфидообразования в несколько более поздние стадии диагенеза.

С углублением в осадок восстановленность $Fe_{реакц}$ растет. Значительная его часть переходит в более стабильные его кристаллические модификации. В большинстве случаев в голоценовых осадках лишь незначительная часть Fe^{2+} находится в составе сульфидов. Остальная его часть, очевидно, находится в виде других соединений, в том числе и в виде $FeSiO_3$. Это предположение делается на том основании, что произведения растворимости FeS (1·10^{-18,4}) и $FeSiO_3$ (1·10^{-18,9}) очень близки. Карбонат железа ($FeCO_3$) во впадинах практически не образуется, так как его произведение растворимости (ПР) равно 2,5·10⁻¹¹, т.е. растворимость примерно на семь порядков выше, чем у сульфидов и силикатов. Прямая корреляция между CO_2 и Fe в осадках, как правило, отсутствует. Этим можно объяснить весьма слабое развитие карбонатов железа в осадках Балтийского моря. Карбонаты железа встречены в илах Борн-

хольмской впадины, а также во впадине Фарё [Блажчишин, 1976а]. Это чаще всего сидерит (0,05–1 мм) пластинчатой или волокнистой (веерообразной или шетковидной) формы. Встречены также сидеритовые микроконкреции сферолитов с N 1,78. Содержание таких сферолитов в тяжелой подфракции 0,1–0,05 мм местами достигает 5–8%.

Одна из реакционных форм железа в илах Балтики – вивианит. Его образование вызвано очень высокими содержаниями фосфатов в глубинных водах (до 10–14 мкг ат/л) и в поровых растворах (до 1054 мкг/л $P_{\text{мин}}$, до 341 мкг/л $P_{\text{орг}}$). Вивианит образуется в слабовосстановительных условиях (где кислород полностью не исчезает), поэтому в повышенных количествах он содержится не в самых глубоководных частях впадин, а по их бортам. Особенно много вивианита найдено в илах, залегающих на склонах Ландсортской впадины (табл. 22). В этих пробах илов найдено максимальное для осадков Балтики содержание P (до 0,67%), а также резко повышенные содержания Fe^{2+} реакц.

Сульфиды железа (в основном грейгит–мельниковит) в осадках стагнированной зоны встречаются почти повсеместно, но в очень неодинаковых количествах (табл. 22). В одних случаях они полностью отсутствуют, в других целиком составляют тяжелую крупноалевритовую подфракцию. В отдельных случаях количество хорошо раскристаллизованных сульфидов достигает 10% от валовой пробы осадка. Много сульфидов содержится не только в голоценовых илах, обогащенных органическим веществом, но и в позднеледниковых глинах. Здесь в отдельных случаях были обнаружены конкреции сульфидов размером $2 \times 1 \times 0,5$ см и весом 1–2 г. В позднеледниковых глинах часты также сульфидные сгустки черного цвета мягкой консистенции (растираются пальцами). В таких сгустках со станции 2854 было определено 11,65% Fe^{2+} и 2,05% Fe^{3+} при общем содержании Fe 13,70%.

Содержание марганца в верхнем слое осадков Готландской впадины колеблется в пределах 0,02–3,2% (см. рис. 43, Mn). В толще голоценовых илов оно повышается до 6,54%.

Механизм накопления марганца во впадинах несколько иной, чем железа. Всего в море ежегодно выносится около 35,2 тыс. т марганца [Блажчишин, 1976б]. Основная доля этого элемента выносится реками Фенноскандии, а также р. Даугавой. Основная часть марганца переносится реками во взвешенной форме, меньшая – в виде растворов и комплексных металлоорганических соединений. Во взвеси Балтийского моря средние содержания этого элемента равны: терригенный тип взвеси – 0,13%, переходный – 0,1%, органический – 0,06%, во всех типах взвеси – 0,11% (в том числе в слое 0–1 м – 0,06%, в промежуточном – 0,16%, в придонном – 0,22%). Максимальное содержание марганца во взвеси обнаружено в глубинных водах на границе исчезновения кислорода и появления сероводорода – 1–19,6%.

Распределение марганца в водной толще (как растворенного, так и взвешенного) очень неравномерное и зависит от вертикальной структуры водной толщи.

В августе 1976 г. придонные воды были сильно обогащены кислородом, а в октябре 1973 г. в Готландской впадине были отмечены признаки сероводорода в придонном слое. В эти периоды времени слой скачка плотности и температуры был выражен очень четко и находился на глубине 40–50 м (рис. 47). Наиболее резкие изменения содержания O_2 , а также pH и других характеристик изменились в слое 50–70 м, т.е. чуть ниже скачка. В этих условиях количество растворенного и взвешенного марганца в глубинных слоях оказалось резко увеличенным (см. рис. 46). Количество же растворенного $Fe_{\text{реакц}}$ в придонных водах было уменьшено, а взвешенного увеличено.

Медь (и цинк) распределены, с одной стороны, как марганец (в повышенных количествах они накапливаются в придонном слое), с другой – как железо (рис. 46). На примере Черного моря было показано, что и медь, и цинк (?) выпадают из растворов во взвесь на границе $O_2 - H_2S$ [Brewer, Spencer, 1974]. В связи с тем что в рассматриваемых нами условиях Балтийского моря момент полного исчезновения кислорода не наступил, в придонных слоях мы можем

Таблица 22

Содержание аутигенных минералов в крупноалевритовой фракции (0,1-0,05 мм)

Станция	Горизонт (в см)	Фракция 0,1- 0,05 мм (в %)	Выход тяжелой подфрак- ции (в %)	Легкая подфракция		
				Карбонаты	Глаукозит	Вивинит
Готландская впадина						
2844	0-2	0,15	3,48	14,9	1,5	-
2845	0-2	0,13	20	38	0,7	-
	10-15	0,14	13,14	6	1,1	-
	55-60	0,36	36,8	74,2	0,7	-
	95-100	0,35	20,16	68	-	-
	132-135	0,15	65,16	7,5	0,6	-
	164-168	0,08	3,62	0,3	0,7	-
2846	0-5	Сл.	5,26	0,7	-	-
2847	0-5	0,57	0,43	0,7	1,3	-
2848	0-5	10,34	0,57	0,4	2,5	-
Ландсортская впадина						
2852	0-5	Сл.	12,5	-	-	-
	15-20	0,15	19,23	2,4	0,7	-
	20-25	0,14	6,25	0,4	2,7	-
	55-61	0,11	2,88	0,3	1	-
	105-110	0,11	5,88	-	-	-
	155-160	0,10	10,23	0,7	0,3	-
	210-215	0,11	2,63	3,4	-	-
2853	1-3	1,33	0,97	-	-	87,5
	20-25	0,13	6,9	0,7	-	18,6
2854	0-3	0,13	Сл.	-	-	-
	13-20	0,14	"	2,1	-	4,2
	20-25	0,12	14,29	0,5	1,1	3,3
	144-148	0,30	88,85	-	0,7	-
2855	1-3	0,16	4	-	-	-
	20-25	0,24	1,82	-	-	-
2856	0-2	0,20	8,4	4	-	-
	20-25	0,15	17,24	0,6	-	-
2857	0-1	2,14	0,38	-	-	92,7
	20-25	0,26	10	0,7	0,7	-

* Формации древние, диатомовые, древесные остатки и др.

Примечание. Знак + обозначает присутствие.

наблюдать как повышение, так и понижение концентраций меди и цинка в зависимости от конкретных физико-химических условий в данной пробе взвеси.

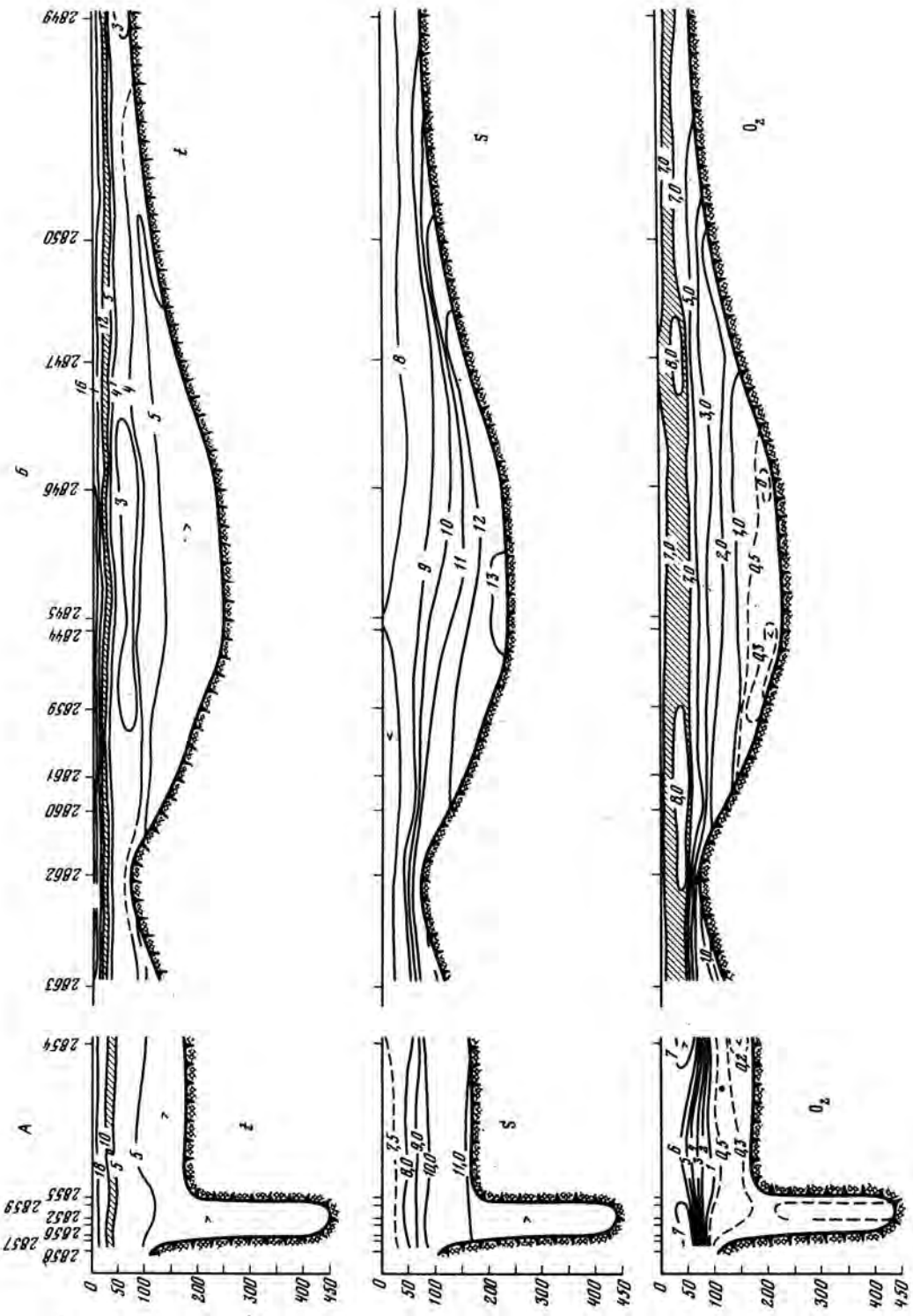
Таким образом, в данных условиях, т.е. при наличии некоторого количества свободного O_2 , растворенное железо переходит во взвесь в первую очередь (в основном в виде Fe^{3+}). Марганец же оказывается способным сохраняться в больших количествах в растворенном виде. Лишь незначительные его количества (1-0,1% от валовой концентрации марганца в воде) выпадают в виде гелей во взвесь, алюминий и титан ведут себя как инертные элементы, связанные с терригенным и биогенным веществом (см. рис. 46).

Здесь уместно объяснить одно гидрофизическое явление, которое обнаружено несколько лет назад и до сих пор остается непонятным. Это наличие во впа-

на геохимическом профиле Балтийского моря

Легкая подфракция		Тяжелая подфракция				
Биогенные остатки*	Обломочные минералы	Карбонаты	Вивианит	Железо-марганцевые конкреции	Сульфиды железа (марказит)	Обломочные минералы
Готландская впадина						
27,7	55,9	79,3	-	4,0	2,9	13,8
37,1	24,2	46,2	-	0,3	48,6	4,6
49,4	43,7	75,9	-	2,6	14,5	6,7
14,6	10,4	95,5	-	0,3	4,2	-
5,2	26,8	97	-	1,4	0,7	0,9
39,2	52,4	2,1	-	-	95,1	2,5
6,7	92,3	-	-	1	2,9	96,2
82,7	16,8	+	-	-	+	-
21,3	76,7	2	-	2	9,8	86,3
7,2	89,6	-	-	-	4,7	95,1
Ландсортская впадина						
54,8	45,3	3,9	-	-	93,1	3
2	94,8	9,8	-	-	0,7	89,4
23,7	73,5	-	-	-	82,5	17,6
7,2	90,9	0,8	-	-	0,4	98,9
34,5	65,4	-	-	-	2,4	97,6
11	87,6	-	-	-	-	99,8
48	48,4	25,8	-	-	69,1	5,1
3	9,5	44,7	34,5	1,4	6,3	13,1
30,2	50,7	-	-	-	12,0	87,9
90	10	-	-	-	+	-
9,3	84,2	-	-	-	76,8	23,3
20,8	74,1	-	-	-	94,1	5,9
4,3	95,1	-	-	-	99,7	0,3
2,5	97,6	-	-	2,2	8,8	88,8
12	87,5	-	-	-	41,5	58,3
4,6	91,2	16,5	-	-	-	83,5
59,1	40,2	5,7	-	-	0,6	93,7
3,2	3,7	62,9	-	-	3,5	33,7
6,5	92	-	1,6	-	4,7	93,8

динах глубинного слоя мутности, выявленного при помощи гидрооптических методов. В Балтийском море этот слой наблюдался у дна в Готландской котловине [Якубович и др., 1972], в Черном - на глубинах около 150 м. Этот слой ничего общего не имеет с придонным слоем мутности, образующимся за счет "сползания" в глубь котловин богатых терригенной взвесью прибрежных вод [Емельянов, 1968; Пустельников, Шматко, 1974]. Не связан он также и со скоплением фитопланктона или органического детрита. Его образование вызвано, на наш взгляд, физико-химической неоднородностью слоев водной толщи, к границе которых глубинный слой мутности и приурочен. На границе O_2-H_2S (резкий геохимический барьер) происходит массовое выпадение гелей гидроксидов марганца (и меньше железа) и, очевидно, сульфидов железа. Эти мель-



чайшие частички гелей и рассеивают свет. В связи с тем, что в Черном море сероводородное заражение постоянно и граница O_2-H_2S находится практически на одной глубине, постоянен и слой мутности. В Балтийском же море его положение может сильно меняться. В связи с тем, что условия в придонных водах впадин этого моря непостоянны, придонный слой мутности может находиться у самого дна (H_2S в водах отсутствует, O_2 у дна очень мало - 1 мл/л), может отрываться от дна и "повиснуть" над дном (североморские воды прорвались во впадины и приподняли слой вод, сильно обедненных кислородом), может полностью исчезнуть (глубинные воды хорошо перемешаны).

В придонных водах Балтики благодаря своеобразному гидрохимическому режиму нередко наблюдается повышение концентраций марганца у дна во всех впадинах моря (рис. 48, 50 см. вкладку, см. рис. 46). Сильно обогащаются растворенным марганцем также и поровые растворы. По нашим данным, в них иногда содержится до 19 мг/л марганца, а по другим данным [Горшкова, 1967; Hartman, 1964, 1966], - до 31,8 мг/л, т.е. в 20-100 раз больше, чем в придонном слое, и в 1000-10000 раз больше, чем в поверхностном слое вод.

При вторжении во впадины окисленных североморских вод растворенный Mn^{2+} (а также и некоторые другие элементы) окисляется, выпадает в виде гелей и осаждается на дно. В результате на дне иногда наблюдается гелеобразный (студенистый) слой марганца мощностью до 1-1,5 см [Блажчишин, 1976]. Эти гели - метастабильные и существуют, вероятно, в течение непродолжительного времени. При понижении Eh они вновь переходят в раствор и вторично вовлекаются в химико-биологический круговорот. Частично растворенный Mn^{2+} в придонные воды может переходить и из поровых вод. Эта диффузия тем выше, чем резче разница между Eh верхней пленки осадков и придонных вод.

В Балтийском море в отличие от Черного аномально высокие содержания марганца обнаружены в илах стагнированной зоны [Горшкова, 1960, 1963; Блажчишин, 1976]. Основная форма нахождения здесь марганца - реакционно-способный Mn^{2+} . Это подтверждается как косвенными данными (прямая корреляция между Mn и CO_{org} и Mn и CO_2 ; см. рис. 44), так и прямыми наблюдениями (иммерсионный и дифрактометрический анализы). Основная минеральная форма аутигенных минералов в голоценовых илах - изоморфный ряд сложного состава (изоморфные примеси Ca , Mg , Fe). Карбонаты имеют приблизительно следующий состав: $(Mn_{72} \cdot Ca_{16} \cdot Mg_{12})CO_3$ по Мангейму [Manheim, 1961] или $(Mn_{56,8} \cdot Ca_{25,5} \cdot Mg_{9,7} \cdot Fe_8)CO_3$ по Хартману [Hartman, 1964]. Местами это родохрозит (табл. 22). Аутигенные карбонаты концентрируются в песчано-алевритовых фракциях, в которых содержание марганца иногда повышается до 10,66%. Зачастую это цепочки глобуль размером 0,01-0,03 мм [Блажчишин, 1976]. В процессе диагенетических преобразований карбонаты раскристаллизуются и переходят в минерал типа родохрозита (в отдельных прослоях голоценовых илов содержания родохрозита составляют до 32% от валовой пробы осадка). Механизм накопления марганца в илах впадин был рассмотрен М.Ф. Пиличуком и автором ранее [Емельянов и др., 1980]. Он сводится к следующему. Благоприятные условия накопления $Mn^{2+}_{раств}$ объясняются более высокой (по сравнению с железом) величиной нормального потенциала реакции $MnO(OH)_2 \rightarrow Mn^{2+}$, равной 0,5в, по сравнению с потенциалом реакции $FeOOH \rightarrow Fe^{2+}$, равным всего лишь 0,2 в. Выше уже говорилось, что марганец осаждается на дно главным образом в виде гелей самостоятельных гидроокис-

Рис. 47. Распределение температуры (t°, C), солености (в ‰) и кислорода (в мл/л) на поперечном профиле через Ландсортскую (А) и Готландскую (Б) впадины в VIII-IX 1976 г. На профиле температуры заштрихован слой термоклина, на профиле кислорода - слой кислородного максимума. Пунктиром на профиле кислорода показаны изолинии содержания O_2 0,5 и 0,3 мл/л

лов марганца и частично в ассоциации с глинистыми агрегатами, а также в составе органического вещества. В процессе разложения этого вещества марганец высвобождается и переходит либо в поровые, либо в придонные воды.

"Для образования аутигенного минерала типа родохрозита совершенно необходимо присутствие в растворе ионов Mn^{2+} и CO_3^{2-} и достижение ими величины произведения растворимости, равной $9 \cdot 10^{-11}$. Как отмечалось выше, наиболее высокие концентрации Mn^{2+} в растворе характерны для поровых вод восстановленных осадков центральной части котловин. Эти котловины - наиболее благоприятное место для образования родохрозита. Количество углекислого газа в придонном слое водной толщи и в поровой воде зависит в основном от распада органического вещества. CO_2 в отличие от других газов, растворяясь в воде, входит с ней в химическое взаимодействие, образуя ионы H^+ , HCO_3^- , CO_3^{2-}

и молекулу H_2CO_3 . Отражением этого процесса является величина активной реакции pH , которая функционально связана с концентрацией CO_2 и ее производными. Повышение парциального давления CO_2 ведет, как правило, к понижению pH , понижение парциального давления CO_2 увеличивает щелочность реакции. Выяснено, что наиболее низкие величины pH в придонном слое воды Готландской впадины характерны не для ее центра, а для периферии (около 7,2), по мере продвижения к центру увеличиваются до 7,4, а в осадках - до 7,75. Поскольку уменьшение парциального давления CO_2 (увеличение pH) ведет к сдвигу в карбонатной системе в сторону образования аниона CO_3^{2-} , то, следовательно, стагнированные донные илы центральной части котловины являются и с этой точки зрения наиболее благоприятным местом для осаждения $MnCO_3$.

При повышении парциального давления CO_2 в растворе растет концентрация бикарбоната-иона HCO_3^- , с которым Mn^{2+} дает хорошо растворимое соединение. По-видимому, эта химическая форма марганца является преобладающей в поровом растворе, а также в наддонной воде ниже уровня барьерной зоны. Если это так, то карбонатная система в растворе контролирует состояние системы $Mn(HCO_3)_2$ раств.: $MnCO_3$ гв., т.е. повышение парциального давления CO_2 является агрессивным фактором по отношению к образованию и существованию твердых карбонатов вообще и карбонатов марганца в частности.

Судя по полям устойчивости минералов марганца [Marchandise, 1956], родохрозит образуется в довольно широком интервале Eh (от +0,5 в до -0,3 в), причем его устойчивость в отрицательном поле Eh растет с увеличением pH . Характерно, что сульфид марганца, произведение растворимости которого ($1,4 \cdot 10^{-15}$) значительно ниже ПР $MnCO_3$, не встречается в восстановленных осадках котловин. Это явление можно объяснить двумя причинами. Несмотря на то что $MnCO_3$ и MnS формируются в примерно одинаковом диапазоне pH , устойчивость сульфида марганца (алабандина) находится в более низких значениях отрицательного поля Eh (как правило, ниже -0,2 в). Такие низкие величины Eh в осадках почти не встречаются. Кроме того, обильная генерация CO_2 и ее производных подавляет сульфид-ионы, которые расходуются в первую очередь на образование еще менее растворимого (ПР = $3,7 \cdot 10^{-19}$) сульфида железа.

Таким образом, образованию карбоната марганца по сравнению с сульфидом благоприятствуют "мягкие" условия стагнации, какие мы и наблюдаем в осадках Балтийского моря. Причем наиболее "мягкими" эти условия являются в Готландской и по бортам Ландсортской впадин. У днища эти условия более жесткие (стагнация более сильная, постоянная). В целом механизм накопления реакционных форм Fe и Mn, а также их аутигенных минералов здесь очень сходен. У днища и на самом днище Ландсортской впадины стагнация в целом более сильная. Это ведет к тому, что на днище существуют условия, менее благоприятные для накопления карбонатов марганца и вивианита. В еще более жестких условиях стагнации (Черное море) эти аутигенные минералы совершенно не накапливаются" [Емельянов и др., 1980].

Одна из примечательных особенностей впадин Балтийского моря - аутигенные сульфаты бария [Блажчишин, 1976а]. Сульфаты в отличие от карбона-

тов и виванита образуются не в самом центре впадины, а по их краям, т.е. в участках, где имеется и доступ кислорода, и эпизодически появляется застойность вод. В более глубоких участках впадин, где в осадках H_2S присутствует почти постоянно, сульфаты оказываются неустойчивыми, и они редуцируются до сульфидов.

Очень характерно распределение молибдена в осадках геохимического профиля. Этот элемент резко концентрируется в современных (до $27 \cdot 10^{-4}\%$) и в особенности в среднеголоценовых илах впадин (до $186 \cdot 10^{-4}\%$). Причем между молибденом и марганцем корреляционной связи не наблюдается, а между Mo и Co_{org} она наблюдается довольно четко. М.Ф. Пилипчук [1971] доказал, что связь молибдена с OB зарождается еще в наддонной воде, т.е. в ходе седиментогенеза. Причем захват молибдена происходит не при жизни фитопланктона, а после его гибели — сорбция и реакция взаимодействия с минерализованными продуктами OB [Пилипчук, Емельянов, 1979]. В осадках значительная часть молибдена связана с гуминовыми кислотами. Некоторая часть молибдена в илах стагнированной зоны связана с сульфидами железа. По краям впадин, т.е. в условиях O_2 , где скапливаются гидроокислы железа и марганца и образуются железо-марганцевые корки, молибден накапливается главным образом совместно с марганцем (четырёхвалентный). Специфические физико-химические условия отражаются также на распределении As , Se , Cu , Zn и некоторых других элементов (см. рис. 48, 49).

Вышеописанные процессы характерны также и для Ландсортской впадины (рис. 43, табл. 23). Однако здесь, судя по имеющимся колонкам, дефицит O_2 в придонных водах чувствовался не с самого начального этапа накопления морских голоценовых илов, а несколько позднее. Поэтому содержание марганца, так же как и CO_2 , резко повышается лишь в верхах колонок. Второе обстоятельство, отличающее Ландсортскую впадину от Готландской, — более или менее постоянный дефицит кислорода в придонных водах дна впадины (здесь условия наиболее близки к условиям сероводородной зоны Черного моря), тогда как у бортов впадины условия стагнации более "мягкие". Поэтому именно здесь в наибольших количествах накапливаются виванит, очевидно, барит и другие аутигенные минералы. И третье обстоятельство, отличающее Ландсортскую впадину от Готландской, — наличие в илах первой из них, кроме названных выше аутигенных минералов, также карбонатов железа, сульфидов и фосфатов марганца, фосфатов железа-кальция [Suess, 1979].

Таким образом, седиментогенез во впадинах Балтийского моря характеризуется целым рядом специфических черт: высоким содержанием Co_{org} и хорошей сохранностью OB ; накоплением в придонных водах больших масс растворенных и взвешенных (реакционных) форм металлов (Fe , Mn , некоторых микроэлементов), обогащением осадков Mn , P , Mo , Se , As , накоплением аутигенных сульфидов Fe и Mn , карбонатов марганца (в том числе и родохозита), виванита, барита, фосфатов марганца, иногда сидерита, преобразованием в ходе раннего диагенеза (при однонаправленном уменьшении Eh с глубиной осадка) сульфатов и феррисульфатов в сульфиды (реакция направлена в сторону крайней редукции аутигенных образований). При восстановлении палеоусловий физико-химической среды, подобной той, которая характерна для современной Балтики, и следует использовать все эти индикаторы. Кроме того, для этих целей автором предложены коэффициенты стагнации $Mo+10Se/Cr$ и $Mn^{2+}+10Mo/Cr$. Высокие значения этих коэффициентов говорят о седиментогенезе в условиях резкого дефицита O_2 или появления H_2S в придонных водах. Коэффициент $Mo+Cu/Zn$, предложенный для Балтийского моря [Hallberg, 1974], по мнению автора, менее чувствителен по отношению к Eh , чем предложенные автором коэффициенты, так как цинк иногда способен накапливаться в сульфидах. Выше говорилось, что во впадинах Балтийского моря сероводородное заражение не постоянное, а периодическое: оно наступает примерно через каждые 5–10 лет. За этот короткий период времени во впадинах Балтийского моря накапливается 0,5–2 мм ила. Мы же при анализе берем пробу из слоя 2–5 см (т.е. суммарный осадок, накопившийся за 100–500 лет). Поэтому, применив для суммарного осадка (пробы) коэффициент стагнации, мы не получаем того эффекта, который харак-

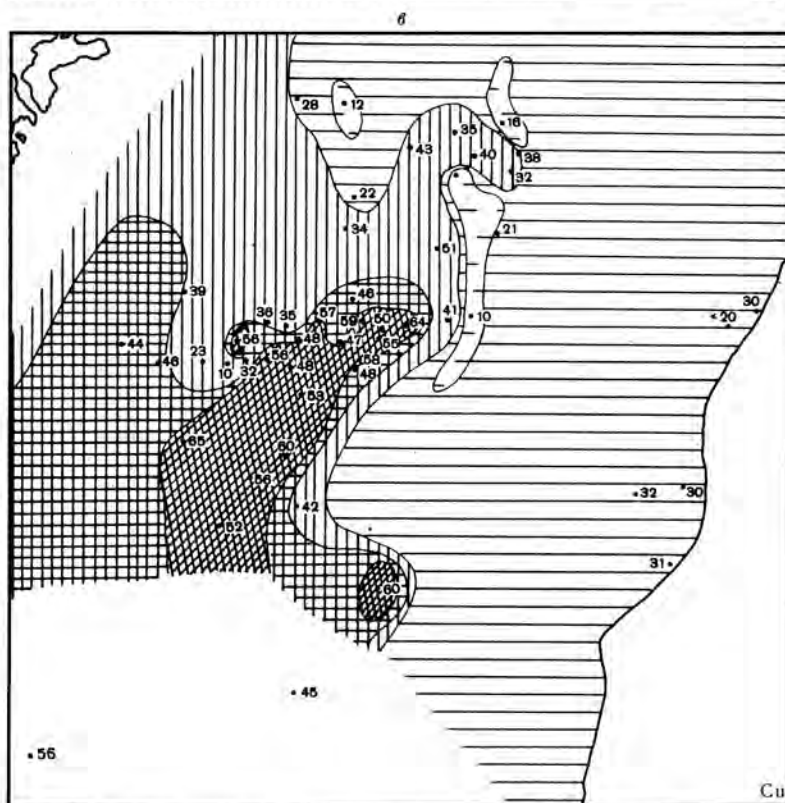
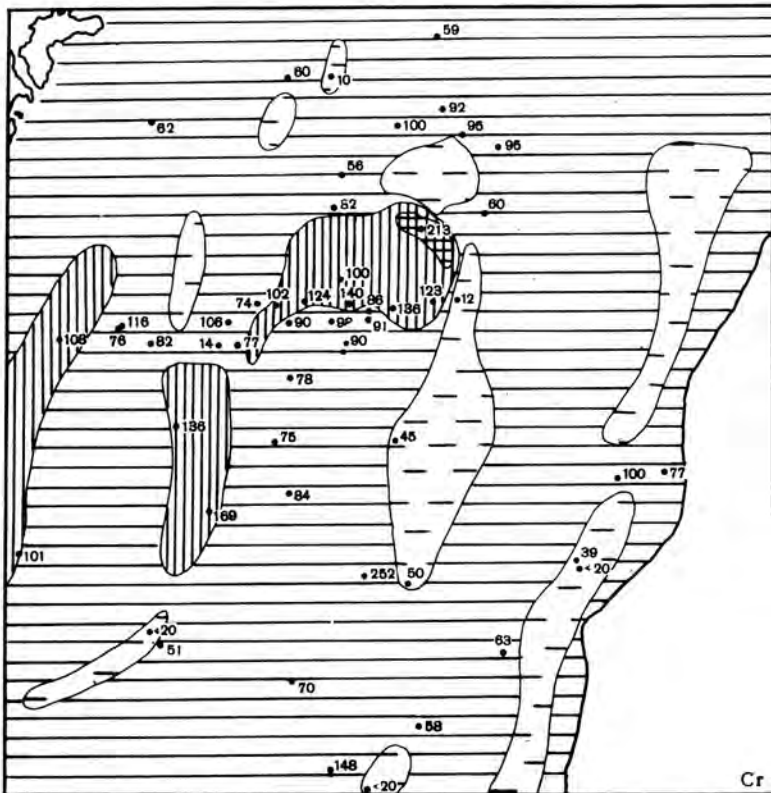
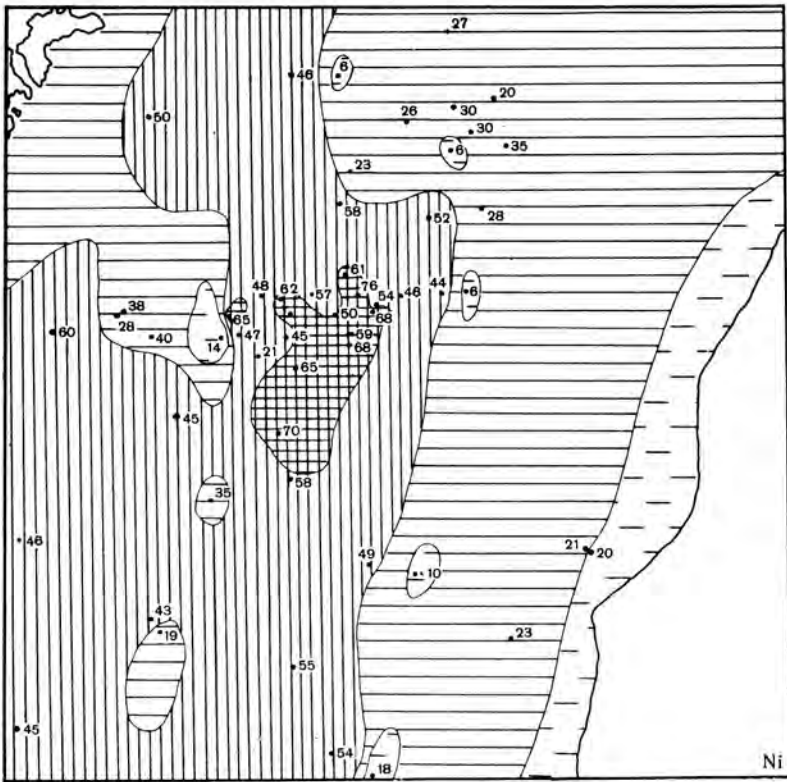


Рис. 49. Распределение Zn, Cu, Ni и Cr в верхнем слое (0–5 см) осадков Готландской впадины (в 10^{-4} %)

1 – местоположение изученных проб и фактическое содержание; Zn: 2 – 50; 3 – 172



50-100; 4 - 100-150; 5 - 150-200; 6 - > 200; Cu: 2 - < 20; 3 - 20-30; 4 - 30-40; 5 - 40-50; 6 - > 50; Ni: 2 - < 20; 3 - 20-40; 4 - 40-60; 5 - > 60; Cr: 2 - 50; 3 - 50-100; 4 - 100-150; 5 - > 150

Таблица 23

Литологический и химический состав донных осадков (в %) Ландсортской

Станция	Глубина, м	Горизонт, см	Тип осадка	CO ₂	C _{орг}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe _{обл}
1	2	3	4	5	6	7	8	9
2858	145	20-30	Ил терригенный, пелитовый, зеленовато-серый	0,00	2,40	1,54	0,80	3,17
		50-55	Ил терригенный, пелитовый, темный, зеленосерый, микрослоистый	0,00	2,55	1,56	1,32	2,54
		95-100	Глина позднеледниковая, плотная, серо-голубая, с розоватыми оттенками	0,00	0,27	1,11	2,06	2,34
		115-120	Глина позднеледниковая, плотная, серо-розовая	0,00	0,33	1,18	1,99	2,47
2854	180	170-175	То же	0,00	0,24	0,71	1,55	1,74
		0-3	Ил терригенный, пелитовый, светлосерый, с признаками гидротроилита	0,0	2,04	0,79	1,96	2,78
		13-20	Ил терригенный, пелитовый, белесосерый, с промазками гидротроилита	0,00	1,92	1	1,27	3,54
		20-25	Ил терригенный, пелитовый, светлосерый, слабо микрослоистый	0,00	1,77	0,72	1,62	3,41
		58-65	Ил терригенный, пелитовый, темный, зеленосерый, микрослоистый, мягкий и упругий	0,00	1,77	0,66	0,35	4,79

впадины Балтийского моря (ис "Профессор Добрынин", рейс 4/41, 1976 г.)

Fe _{вал}	Mn _{вал}	Ti	P	K	Na	Содержание (в 10 ⁻⁴ %)			
						Cr	Cu	Zn	Ni
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
5,51	0,05	0,57	0,09	3,65	2,22	86	34	134	34
5,42	0,06	0,58	0,08	3,49	2,18	82	50	139	34
5,51	0,06	0,55	0,08	3,61	1,73	64	30	123	37
5,64	0,06	0,58	0,08	3,64	1,48	68	40	125	34
4	0,05	0,49	0,08	2,87	1,79	49	24	82	25
5,53	0,07	0,59	0,12	3,49	2,05	90	40	168	54
5,81	0,09	0,56	0,11	3,57	1,86	93	43	132	59
5,75	0,09	0,56	0,1	3,69	1,89	87	42	142	59
5,8	0,12	0,51	0,11	3,14	1,97	72	108	161	77

Таблица 23 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
2854	180	82-88	Ил терригенный, пелитовый, белесосерый	0,00	2,07	2,20	1,88	2,31
		144-148	То же	0,88	2,16	1,01	1,04	4,57
		210-215	Ил терригенный, пелитовый, темный, зелено-серый, микрослоистый, мягкий и упругий	1,54	7,92	0,34	0,28	4,45
		250-255	Ил терригенный, пелитовый, белесосерый	0,00	1,77	0,40	1,51	3,92
		280-290	Ил терригенный, пелитовый, белесый, с многочисленными мягкими стяжениями (1-10 мм) гидротроилита	0,00	1,23	0,52	2,55	2,93
		290-300	Мягкие стяжения сульфидов (гидротроилита), отмытые из глины	0,00	0,81	2,05	11,65	0,00
2855	220	0-1	Ил терригенный, пелитовый, черный (гидротроилитовый)	0,00	2,88	1,1	2,91	2,3
		20-25	Ил терригенный, пелитовый, светло-серый, с примазками гидротроилита	0,00	2,28	0,84	1,23	3,2
2857	300	0-1	Ил терригенный, пелитовый, черный (гидротроилитовый)	1,76	3,63	1,32	5,22	0,53
		20-25	Ил терригенный, пелитовый, серый, с примазками гидротроилита	0,00	2,13	0,96	2,61	1,91
2853	345	1-3	Ил терригенный, пелитовый, серо-черный (гидротроилитовый)	1,54	2,94	0,48	3,75	2,37

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
6,39	0,1	0,57	0,1	3,60	1,77	91	45	144	57
6,62	0,07	0,55	0,09	3,64	1,93	94	50	145	54
5,07	0,17	0,41	0,1	2,22	1,93	70	133	107	76
5,83	0,12	0,59	0,08	3,45	1,76	90	55	134	57
6	0,06	0,53	0,08	3,57	2,11	93	50	135	62
12,7	0,05	0,46	0,07	2,82	1,79	78	40	126	80
6,31	0,16	0,56	0,17	3,32	2,91	82	47	350	76
5,27	0,06	0,56	0,1	3,47	1,73	78	45	136	65
7,07	2	0,47	0,67	2,82	2,96	80	58	245	74
5,46	0,2	0,55	0,12	3,67	1,97	87	41	154	59
6,60	4,02	0,50	0,56	2,67	2,26	79	55	385	76

Таблица 23 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
2853	345	20-25	Ил терригенный, пелитовый, светлосерый, с гидротроилитовыми примазками	0,00	2,04	0,31	1,13	4,13
2856	410	0-2	Ил терригенный, пелитовый, черносерый (гидротроилитовый)	1,87	2,04	0,67	2,78	2,01
		20-25	Ил терригенный, пелитовый, черносерый (микрослоистый)	0,00	2,13	0,63	2,51	2,46
2852	450	0-2	Ил терригенный, пелитовый, полужидкий, черный (гидротроилитовый)	3,74	2,64	0,31	2,5	2,85
		10-15	Ил терригенный, пелитовый, черносерый	1,98	2,91	0,98	1,99	3,03
		20-25	То же	2,64	2,61	0,37	3,13	2,10
		55-61	"	0,00	1,98	0,40	2,24	-
		100-105	"	0,00	2,28	0,43	1,4	3,99
		140-145	Ил терригенный, пелитовый, черносерый, микрослоистый	0,00	2,25	0,54	2,49	-
		150-155	То же	-	-	-	-	-
		195-200	"	-	-	0,70	1,41	-
		205-210	То же, но слабомарганцовистый	0,00	2,70	0,70	1,41	3,77

Примечание. Кадмий везде $< 5 \cdot 10^{-4}\%$.

терен для илов, накопившихся в условиях постоянного наличия H_2S . Поэтому с целью изучения осадков типа балтийских необходимо изучать тончайшие слои (1-2 мм), образовавшиеся за 5-10 лет, что и было сделано Р. Халлбергом [Hallberg, 1974]. Во всех таких микрослоях, накопившихся в условиях стагнации, значение коэффициента $Mo+Cu/Zn$ резко возросло.

ЛИТЕРАТУРА

- Блажчишин А.И. Минеральный состав донных осадков. - В кн.: Геология Балтийского моря. Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова. Вильнюс: Мокслас, 1976а. 380 с.
 Блажчишин А.И. Основные химические компоненты в донных осадках. - Там же, 1976б. 380 с.
 Блажчишин А.И., Емельянов Е.М. Геохимические особенности Балтийского моря. - В кн.: Применение ландшафтно-геохимических методов исследований в Прибалтике и Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1972.

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
5,57	0,12	9,55	0,12	3,35	1,82	87	38	151	54
5,46	1,62	0,53	0,15	3,43	2,03	77	45	233	61
5,6	0,62	0,56	0,14	3,58	1,81	84	41	157	64
5,66	0,22	0,51	0,25	2,89	2,3	86	52	295	70
6	1,85	0,59	-	2,07	2,02	85	49	280	67
5,6	3,09	0,56	0,21	2,71	2,13	85	55	278	67
-	-	0,56	0,14	3,46	1,86	82	40	172	57
5,82	0,25	0,52	0,14	3,32	1,80	82	40	145	62
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5,76	0,20	0,55	0,14	3,32	1,81	87	40	134	57
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5,88	0,14	0,56	0,12	3,30	1,68	82	45	148	61

Блажчишин А.И., Емельянов Е.М. Основные черты геохимии Балтийского моря. — В кн.: Геохимические исследования и поиски на территории Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1977.

Геология Балтийского моря/Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова. Вильнюс: Мокслас, 1976. 380 с.

Горшкова Т.И. Осадки Балтийского моря. — Труды ВНИРО, 1960, т. 42.

Горшкова Т.И. Донные осадки Балтийского моря и его заливов. — В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Емельянов Е.М. О возможности применения коэффициента стагнации (сероводородности) при палеогеографических реконструкциях. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 3.

¶ *Емельянов Е.М.* Поливалентные металлы в водах и взвеси бассейна Атлантического океана. — В кн.: Взаимодействие между водой и живым веществом. М.: Наука, 1979, т. 1, 2.

- Емельянов Е.М., Пилипчук М.Ф., Волостных Б.В.* и др. Формы железа и марганца в осадках на геохимическом профиле Балтийского моря. – В кн.: Ежегодник "Baltica". Вильнюс: Мокслас, 1980, № 7.
- Емельянов Е.М., Пустельников О.С.* Химический состав речной и морской взвесей Балтийского моря. – Геохимия, 1975, № 6.
- Пилипчук М.Ф.* Геохимия молибдена в Черном море: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1971.
- Пилипчук М.Ф., Емельянов Е.М.* К геохимии молибдена и вольфрама в осадках Балтийского моря. – Геохимия, 1979, № 4.
- Пустельников О.С., Шматко М.А.* О влиянии взвеси на прозрачность воды Балтийского моря. – Океанология, 1971, т. 11, вып. 6, с. 1025–1032.
- Якубович В.В., Пустельников О.С., Карабашев Г.С.* Глубинный слой мутности в Готландской впадине Балтийского моря. – Океанология, 1972, т. 12, вып. 1.
- Brewer P.G., Spencer D.W.* Distribution of some trace elements in Black sea and their flux between dissolved and particulate phases. – In: Black Sea – geology, chemistry and biology. Tulsa (Okla.), 1974.
- Emelyanov E.M., Lisitsin A.P., Shimkus K.M., Trimonis E.S.* et al. Geochemistry of Late Cenozoic sediments of the Black sea, Leg 42B. – In: D.A.Ross, Yu.P.Neprochnov et al. Initial reports of the deep sea drilling project. Wash.: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42B, pt 2.
- Hallberg R.O.* Paleoredox conditions in the eastern Gotland Basin during the recent centuries. – Merentutkimuslaitok. julk., 1974, N 238.
- Hartman M.* Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee. – Meyniana, 1964, Bd, 14, N 53.
- Manheim F.T.* A geochemical profile in the Baltic sea. – Geochim. et cosmochim. acta, 1961, vol. 25.
- Marchandise H.* Contribution à l'étude des disements manganese sedimentaires. – In: Intern. Geol. Congress, 20th Session, Symp. sobre gacimientos de manganese. Mexico, 1956, t. 1.
- Suess E.* Mineral phases formed in anoxic sediments by microbial decomposition of organic matter. – Geochim. et cosmochim. acta, 1979, vol. 43, N 3.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ РЕНТГЕНДИФРАКТОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Минеральный состав отдельных фракций осадков – песчано-алевритовых (1–0,05 мм) и глинистой (< 0,001 мм) – был изучен А.И. Блажчиным [1976]. Цель настоящей работы – дать представление о полном валовом составе осадков. Это важно потому, что в настоящее время именно на характеристику валовой пробы осадка, т.е. породы в целом, обращено особое внимание. Как выяснилось при обработке материалов глубоководного бурения в морях и океанах, такой подход – в настоящее время неотъемлемая часть всех литологических исследований. Полный минеральный состав важно знать еще и потому, чтобы правильно классифицировать осадок в целом. А это значительно облегчает сопоставление осадков (пород) из разных фациальных зон, минералогических или петрографических провинций.

С целью выявления различий в минеральном составе осадков разных районов Балтийского моря колонки для наших исследований были выбраны таким образом, чтобы охватить участки, находящиеся под влиянием различных источников сноса: Рижский залив (источник – р. Даугава), Гданьский бассейн (источники – р. Висла и продукты абразии берегов Самбийского полуострова, в том числе и дупля Янтарного комбината), Арконская впадина (питается продуктами абразии берегов, выносами мелких рек), Готландская впадина – расположена в центре моря и питается за счет разных источников сноса.

Кроме того, одна колонка длиной 15 м прошла всю толщу морских (и озерных) отложений вплоть до моренных суглинков. Последовательное изучение состава ее литологических пачек (или литолого-геохимических комплексов) дает возможность проследить изменение минерального состава в разные стадии развития Балтийского моря.

Валовые пробы, т.е. осадки, неразделенные на их составляющие фракции, были промыты дистиллированной водой и измельчены до тонкого порошка так,

чтобы размер зерен был менее 0,002 мм. Для количественного определения содержаний минералов была использована методика внутреннего стандарта, в качестве которого применялся периклаз (MgO). Порошковые образцы осадков снимались на рентгеновском дифрактометре ДРОН-1,5 (аналитики А.С. Кожевников и И.А. Тимошенко). Содержания минералов были вычислены по соотношениям интенсивностей основных рефлексов регистрируемых минералов и периклаза (стандарта) по формуле $P_{\text{МИН}} = k \frac{J_{\text{МИН}}}{J_{\text{СТ}}} \cdot P_{\text{СТ}} \cdot 100\%$, где $P_{\text{МИН}}$ – процентное содержание минерала от веса образца, $J_{\text{МИН}}$ – интенсивность рефлекса исследуемого минерала, $J_{\text{СТ}}$ – интенсивность рефлекса стандарта, $P_{\text{СТ}}$ – содержание стандарта, k – коэффициент определяемого минерала. Значения коэффициентов определены с помощью эталонных смесей. Для некоторых минералов (кварца, глинистых минералов) обычно использовалось несколько рефлексов, и полученные данные затем осреднялись.

Результаты выполненных анализов приведены в табл. 24.

Рижский залив. Кристаллическая фаза изученных алевритовых осадков и песков состоит главным образом из калиевых полевых шпатов, плагиоклазов, кварца, глинистых минералов и карбонатов (обломочные) – это преимущественно доломит. Насколько можно судить из схемы распределения $CaCO_3$ в осадках Рижского залива, доломит активно выносится р. Даугавой, которая дренирует известняки и континентальные пестроцветные отложения девона. Среди глинистых минералов господствует иллит. Это наиболее характерный минерал продуктов выветривания кислых извержений (граниты, гнейсы) и осадочных (в том числе морен) пород, распространенных как на водосборе Рижского залива, так и на его дне.

Очень характерны для Рижского залива, а также для Балтийского моря в целом высокие содержания калиевых полевых шпатов и плагиоклазов при сравнительно низких концентрациях кварца. Калиевые полевые шпаты даже преобладают над плагиоклазами (верхняя часть голоценовых осадков). Отношение $Kв/Пш$ очень низкое – 0,43–0,55, несколько большие значения имеет отношение $Пл/Кпш$ (0,63–0,93). Это значит, что во время накопления изученной толщи осадков существенных изменений в поставке кластического материала не было. Содержание обломочных минералов в песчано-алевритовых осадках и в мелко-алевритовых илах всегда больше, чем глинистых. Это видно по отношению $Kв+Пш/глинистые$ минералы, которое колеблется в пределах 1,03–5,57. Только в двух нижних горизонтах, представленных позднеледниковыми (?) глинами, это отношение ниже 1.

Сравнение данных минерального и химического составов показывает, что там, где химически обнаружено больше $CaCO_3$, больше содержится и карбонатов. Однако сумма дифрактометрически определенных карбонатов почти всегда выше суммарного содержания $CaCO_3$ (табл. 24). Очевидно, это связано с тем, что в осадках преобладает доломит, а не кальцит. Намечается также корреляция между содержаниями калия и калиевых полевых шпатов. В Рижском заливе в заметных примесях содержатся амфиболы.

Гданьская впадина питается преимущественно выносами р. Вислы, а также продуктами абразии берегов Самбийского полуострова (главным образом отходами "пустой" породы Янтарного комбината) неоген-палеогенового возраста.

Верхняя часть изученной колонки 2682 представлена сапропелитовидными темно-серыми и зеленовато-серыми терригенными илами (0–267 см), ниже которых залегают темно-серые полосчатые илы (267–341 см). Оба интервала можно объединить в один литолого-геохимический комплекс, в котором заметно повышены содержания $S_{\text{орг}}$ (3,06–5,25%). Средняя часть колонки (341–994 см) сложена сравнительно плотной и однородной глиной (очевидно, позднеледниковой), а нижняя (994–1502 см) – ленточными глинами, представляющими самостоятельный литолого-геохимический комплекс. Сумма кристаллических фаз в илах верхнего комплекса равна 80–97%. В них резко преобладают глинистые минералы (43–55%), среди которых на первом месте стоит иллит, затем монтмориллонит и каолинит, относительно повышены содержания также хлорита. Сле-

Таблица 24

Минеральный состав позднечетвертичных осадков Балтийского моря (26 А рейс нис на ДРОН-1,5 (в % от веса валовой пробы осадка))

Горизонт (в см)	Тип осадка	CaCO ₃	Монтмориллонит	Иллит	Каолинит	Хлорит	Кварц
1	2	3	4	5	6	7	8
Рижский залив, станция 2578, глубина 30 м							
0-2	Ил мелкоалевритовый, терригенный, бурый с мелкими шаровидными конкрециями	6,25	0	23	6*		16
2-4	То же	3,25	0	23	3*		12
5-10	То же, коричневый, со сферoidalными конкрециями	5,00	0	19	3*		23
14-16	То же	11,51	0	25	4*		19
20-23	Крупный алеврит терригенный, коричневый	2,51	0	14	Сл.*		24
54-56	Ил мелкоалевритовый, терригенный, серый, слабо пятнисто-полосчатый	9,01	3	23	6	3	16
108-110	То же, серый	10,01	Сл.	20	6	4	11
189-192	Ил мелкоалевритовый, коричневый, плотный, пятнистый, с мелкими гроздевидными микроконкрециями	15,51	0	22	3*		15
210-213	Глина коричневая	16,01	0	24	6*		15
288-290	Песок мелкозернистый, терригенный, коричневый	11,76	0	13	Сл.*		20
350-355	Глина коричневая	17,51	0	38	6	4	8
418-422	Глина пестрая, микроленочная	15,01	0	35	4	3	11
Гданьская впадина, станция 2682, глубина 110 м							
0-7	Ил алевритово-пелитовый терригенный, темно-серый	0,00	14	27	10	4	17
50-60	То же, зеленовато-серый	-	12	21	4	7	17
110-120	Ил алевритово-пелитовый, терригенный, светлый зеленовато-серый	2,00	8	25	10	6	19
170-180	То же	4,75	11	18	8	6	18
230-239	Ил мелкоалевритовый, терригенный, зеленовато-серый	1,75	6	29	10	5	20
291-300	Ил пелитовый, терригенный, темно-серый, слабополосчатый	0,25	8	30	5	5	17
333-341	Ил алевритово-пелитовый, терригенный, темно-серый, слабополосчатый	-	7	27	7	7	20
360-370	Глина черная	-	8	23	11	7	20
430-440	Глина серая	-	12	24	11	4	17
500-510	Глина полосатая	0,00	12	28	8	7	24
570-580	"	0,00	10	28	8	Сл.	20
650-660	"	0,00	12	17	4	4	17
706-717	Глина темно-серая, однородная	-	8	29	8	6	19
770-780	Глина темно-серая	-	10	27	12	5	20
840-850	"	-	12	28	12	6	16
922-930	"	-	8	28	6	9	18
972-980	Глина серая, слабополосчатая	-	8	30	4	Сл.	14
1112-1124	Глина ленточная	-	6	32	14	4	16
1135-1143	"	-	5	29	10	5	19
1143-1150	"	-	8	24	12	4	19

"Академик Курчатов", июнь-июль 1978 г.), по данным дифрактометрического анализа

Калиевые полевые шпаты	Плагиоклазы	Кальцит	Доломит	Амфиболы	Пирит	Сумма				Кв/Пш**	Пл/Кпш	Кв+Пш/глинистые минералы***
						глинистых минералов	карбонатов	кристаллических фаз	аморфных фаз			
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Рижский залив, станция 2578, глубина 30 м												
19	13	0	10	0	0	29	10	87	13	0,5	0,68	1,66
14	10	0	6	0	0	26	6	68	32	0,5	0,71	1,38
26	19	0	7	Сл.	0	22	7	97	3	0,51	0,73	3,09
22	14	0	11	*	0	29	11	95	5	0,52	0,63	1,9
32	22	0	5	*	0	14	5	97	3	0,44	0,68	5,57
17	14	0	12	*	0	35	12	94	6	0,51	0,82	1,34
11	9	0	12	2	0	30	12	75	25	0,55	0,81	1,03
19	14	0	18	Сл.	0	25	18	91	9	0,45	0,73	1,92
16	15	0	23	*	0	30	23	99	1	0,48	0,93	1,53
27	19	0	16	3	0	13	16	98	2	0,43	0,7	5,08
9	8	6	15	Сл.	0	48	21	94	6	0,47	0,88	0,52
14	10	4	17	*	0	42	21	98	2	0,46	0,71	0,83
Гданьская впадина, станция 2682, глубина 110 м												
7	7	0	0	0	0	55	0	86	14	1,21	1	0,56
7	8	0	Сл.	0	4	44	Сл.	80	20	1,13	1,14	0,73
7	6	0	Сл.	0	3	49	Сл.	84	16	1,46	0,86	0,65
8	8	0	6	0	Сл.	43	6	83	17	1,12	1	0,79
9	9	0	Сл.	0	*	50	Сл.	88	12	1,11	1	0,76
16	13	0	0	0	3	48	0	97	3	0,59	0,81	0,96
8	10	0	0	0	5	48	0	86	14	1,11	1,25	0,79
9	12	0	0	0	0	49	0	90	10	0,95	1,33	0,84
8	10	0	0	0	0	51	0	86	14	0,94	1,25	0,69
8	9	0	0	0	0	55	0	96	4	1,41	1,12	0,74
8	10	0	0	0	0	46	0	84	16	1,11	1,25	0,83
7	10	0	0	0	0	37	0	71	29	1,00	1,43	0,92
9	13	0	0	0	0	51	0	92	8	0,86	1,44	0,8
9	12	0	Сл.	0	0	54	Сл.	95	5	0,95	1,33	0,76
6	10	0	6	0	0	58	6	96	4	1	1,67	0,55
6	7	0	9	0	0	51	9	91	9	1,38	1,17	0,61
8	7	0	7	0	0	42	7	78	22	0,93	0,88	0,69
8	10	0	0	0	0	56	0	90	10	0,89	1,25	0,61
9	11	0	Сл.	0	0	49	Сл.	88	12	0,95	1,22	0,80
9	8	0	0	0	0	48	0	84	16	1,12	0,89	0,75

Таблица 24 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
1205-1215	Глина ленточная	-	5	25	13	4	18
1255-1265	"	-	5	31	14	Сл.	21
1305-1315	"	-	5	32	12	4	16
Арконская впадина, станция 2656, глубина 47 м							
40-45	Ил алевроитово-пелитовый, терригенный, зеленовато-серый	4,25	Сл.	16	Сл.	-	25
120-125	То же	1,75	"	23	5	2	21
160-165	"	2,75	4	30	5	4	17
240-245	"	2,75	4	20	6	4	23
340-345	"	2,75	4	22	5	3	20
380-385	"	2,75	5	26	7	4	16
400-405	"	3,25	5	29	6	4	15
420-425	"	3,25	4	24	5	3	17
440-445	"	3,25	4	32	5	5	13
460-466	"	3	5	23	5	4	18
Готландская впадина, станция 2636, глубина 160 м							
0-5	"	0,00	4	20	5	7	9
5-10	Ил пелитовый, терригенный, зеленовато-серый	2,5	6	20	6	6	5
25-30	То же	1,25	10	24	6	6	7
35-40	"	1,5	5	24	6	5	5
65-70	"	1,25	7	31	7	7	5
86-91	"	0,25	7	35	4	7	5
110-115	"	1,5	6	30	3	7	4
115-122	То же, полосчатый	0,5	6	25	6	6	6
140-146	То же	1	5	36	8	5	8
161-167	"	0,75	8	35	5	8	4
182-186	"	1,25	4	28	7	6	4
190-195	То же, зеленовато-серый	1,75	7	25	6	6	5
212-216	То же, полосчатый	1,25	8	24	9	10	5
216-221	То же, голубовато-серый, полосчатый	0,5	7	42	4	5	9
240-245	То же	0,75	7	31	4	4	4
245-250	Глина черная, пятнистая	0,75	3	32	6	4	5
260-265	"	6,25	7	20	5	4	11
273-280	"	0,00	7	35	8	7	6
300-310	Глина коричневая, слабополосчатая	0,75	10	37	7	7	6
500-505	"	1,25	10	30	8	8	8
600-605	Глина коричневая, микроленточная	9,51	7	30	9	9	5
800-805	Глина серая, ленточная	14,51	8	24	6	8	8
963-967	"	12,51	10	20	8	8	9
980-985	Суглинок моренный, серый	15,26	2	15	4	4	14

* Сумма каолинита и хлорита.

** Пш - полевые шпаты (калиевые и плагиоклазы).

*** Сумма глинистых минералов. CaCO_3 определен химически (по CO_2).

довательно, комплекс глинистых минералов, а также их соотношения заметно иные, чем в осадках Рижского залива.

В илах Гданьского залива понижены содержания полевых шпатов, в том числе и калиевых. Отношение $\text{Кв}/\text{Пш}$, за исключением одного случая, выше 1 (1,11-1,46), отношение $\text{Пл}/\text{Кпш}$ - 0,81-1,25, отношение $\text{Кв}+\text{Пш}/\text{глинистые минералы}$ - 0,56-0,96.

В отличие от Рижского залива в илах Гданьской впадины не был обнаружен кальцит, а доломита очень мало, но зато присутствует пирит, причем в количествах до 4-5% (табл. 24).

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
7	10	0	0	0	0	47	0	82	18	1,06	1,43	0,74
8	10	0	5	0	0	50	5	91	9	1,17	1,25	0,78
9	10	0	Сл.	0	0	53	Сл.	88	12	0,84	1,11	0,66
Арконская впадина, станция 2656, глубина 47 м												
30	20	0	5	Сл.	0	16	5	96	4	0,5	0,67	4,68
20	18	0	3	4	0	30	3	96	4	0,55	0,9	1,97
13	12	0	5	0	0	43	5	90	10	0,68	0,92	0,98
16	18	0	5	Сл.	Сл.	34	5	96	4	0,68	0,12	1,68
20	21	0	3	"	"	34	3	98	2	0,49	1,05	1,79
13	16	0	8	0	0	42	8	95	5	0,55	1,23	1,07
12	12	0	6	0	Сл.	44	6	89	11	0,62	1	0,89
18	17	0	6	0	"	36	6	94	6	0,48	0,94	1,44
16	15	0	7	Сл.	"	46	7	97	3	0,42	0,94	0,96
16	16	0	5	0	3	37	5	92	8	0,56	1	1,35
Готландская впадина, станция 2636, глубина 160 м												
14	11	0	7	0	Сл.	36	7	77	23	0,36	0,78	0,94
5	5	0	3	0	3	38	3	59	41	0,50	1	0,39
6	6	0	0	0	4	46	0	69	31	0,58	1	0,41
5	5	0	3	0	2	40	3	60	40	0,5	1	0,38
5	5	0	3	0	2	52	3	72	28	0,5	1	0,29
8	7	0	4	0	3	53	4	80	20	0,33	0,88	0,38
6	5	0	3	0	3	46	3	67	33	0,36	0,83	0,33
5	6	0	0	0	4	43	0	64	36	0,54	1,20	0,4
8	8	0	4	0	4	54	4	86	14	0,5	1	0,44
7	8	0	0	0	0	56	0	75	25	0,27	1,14	0,34
4	4	0	0	0	4	45	0	61	39	0,50	1	0,27
6	8	0	0	0	3	44	0	66	34	0,36	1,33	0,43
5	7	0	0	0	5	51	0	70	30	0,42	1,40	0,33
12	15	0	0	0	0	58	0	94	6	0,33	1,25	0,62
7	9	0	0	0	0	46	0	66	34	0,25	1,28	0,43
7	10	0	0	0	0	45	0	67	33	0,29	1,43	0,49
10	13	0	4	0	0	36	4	74	26	0,48	1,30	0,94
6	7	0	0	0	0	57	0	76	24	0,46	1,17	0,33
7	8	0	0	0	0	61	0	82	18	0,40	1,14	0,34
6	7	Сл.	Сл.	0	0	56	Сл.	77	23	0,62	1,17	0,38
5	6	7	3	0	0	55	10	83	17	0,45	1,20	0,29
6	6	14	5	0	0	46	19	85	15	0,67	1,00	0,43
5	6	10	5	0	0	46	15	85	15	0,82	1,20	0,43
25	16	15	2	0	0	25	17	97	3	0,45	0,64	2,20

Средний литолого-геохимический комплекс отложений (глин) состоит практически из тех же минералов, что и верхний. Можно лишь отметить сравнительно небольшое обогащение глин этого комплекса монтмориллонитом. Отношение Кв/Пш равно 0,86/1,41, отношение Пл/Кпш - 0,88-1,67.

Содержание $C_{орг}$ в глинах среднего комплекса, хотя и заметно ниже, чем в верхнем, но все же оно довольно значительное (0,84-2,82%, в среднем 2,01%). По всей вероятности, это нижнеголоценовые морские осадки.

Нижний литолого-геохимический комплекс отложений отличается от верхнего как по литологии осадков, так и по химическому составу. В ленточных глинах

низкое содержание $C_{орг}$ (0,39–0,66%), эпизодически повышено содержание $CaCO_3$. В минеральном составе существенных различий нет, хотя также можно отметить относительно пониженные содержания монтмориллонита и повышенные каолинита. Отношения Кв/Пш и Пл/Кпш практически такие же, как в среднем комплексе.

Арконская впадина. Изученная колонка (станция 2656) представлена серыми терригенными пелитовыми илами. Сумма кристаллических фаз высокая – 89–97%. В большинстве изученных горизонтов значительная часть осадков представлена глинистыми минералами (30–46%, в слое 40–45 см – 16%), среди которых резко преобладает иллит. В отличие от верхнеголоценовых илов Гданьской впадины в колонке 2656 меньше монтмориллонита и каолинита. Однако здесь сильно повышены содержания полевых шпатов, особенно калиевых. В результате этого отношения Кв/Пш, Пл/Кпш и Кв+Пш/глинистые минералы здесь совершенно иные, чем в илах Гданьской впадины (табл. 24). В Арконской впадине значительно повышены содержания доломита, часто обнаруживаются амфиболы, пирит. Заметно отличаются илы этих впадин и по химическому составу. В связи с тем что в илах Арконской впадины много обломочных минералов (кварца и полевых шпатов), в них несколько понижены содержания Fe (3,58–4,10%), Ti (0,41–0,44%), Mn (0,04–0,06%), хотя содержание $C_{орг}$ все-таки остается высоким – 3,33–5,13%. Таким образом, по минеральному и химическому составу илы Арконской впадины принадлежат к иной петрографической (минералогической) провинции, чем Гданьская впадина или Рижский залив.

Готландская впадина находится в центре Балтийского моря, и ее осадки, в первую очередь голоценовые илы, представляют как бы смешанную пробу, характерную для моря в целом. Изученная нами колонка 2636 расположена в южной части Готландской впадины на глубине 160 м, т.е. заметно выше того придонного слоя вод, в котором периодически появляется H_2S . По составу эта колонка разделяется на несколько пачек или литолого-геохимических комплексов. Верхний комплекс – серые терригенные сапропелевидные пелитовые илы (0–216 см). Они обогащены $C_{орг}$, $SiO_{2ам}$, т.е. аморфными фазами, сумма которых в этих илах очень высока – 14–41%. Глинистые минералы здесь составляют 36–56%. Следовательно, илы глинистые, гидрослюдястые (на долю иллита падает 20–36%). Монтмориллонит, каолинит и хлорит содержатся примерно в равных пропорциях (табл. 25). Кварца и полевых шпатов мало, а их соотношение очень низкое – 0,27–0,58. Отношение Пл/Кпш близко 1. Карбонатов (доломита) здесь всего 7%, а пирит встречается практически во всех горизонтах и имеет обычно высокое содержание – 2–5%.

Слой 216–240 см представляет самостоятельный литолого-геохимический комплекс, образовавшийся, очевидно, в период проникновения в Балтийское море соленых атлантических вод. Его осадки очень богаты глинистыми минералами (иллит), калиевыми полевыми шпатами и плагиоклазами, т.е. минералами, наиболее характерными для продуктов выветривания пород Скандинавского щита. Содержания калия и натрия в этих илах резко повышены, титана и $C_{орг}$ – понижены.

Следующий литолого-геохимический комплекс осадков (240–300 см) – по составу переходный между верхним (0–216 см) и нижним (300–517 см) комплексами. Для осадков данного комплекса (240–300 см) характерно пониженное содержание кристаллических фаз, отношение Кв/Пш остается очень низким – 0,25–0,48, т.е. примерно таким же, как и в осадках ледовых зон океана. Это и понятно, так как осадки этого комплекса представляют в основном продукты размыва ледниковых морен.

Ниже (300–517 см) залегают гомогенные позднеледниковые глины (отложения Балтийского ледникового озера – БЛО?). Они содержат 56–61% глинистых минералов, представленных иллитом, монтмориллонитом (его количества по сравнению с современными илами здесь повышены), хлоритом и каолинитом. Кварца и полевых шпатов мало, их отношение с глинистыми минералами низкое (0,34–0,38). Глины хорошо отмучены, отсортированы. Под обычным поляризационным микроскопом эти глины очень сильно отличаются от современных гли-

нистых илов, хотя по данным рентгеновского исследования резких контрастов в составе и содержаниях глинистых минералов не отмечено. Очевидно, в глинах БЛО глинистые минералы были продуктом не химического выветривания, а механического истирания кислых изверженных пород Скандинавского щита ("ледниковое молоко") и отмучивания этих продуктов в сравнительно спокойном (ледниковом) озере.

Ниже в колонке залегают комплекс микро- и макроленточных глин (517-967 см), образовавшихся в приледниковых озерах. Для них характерно высокое содержание карбонатов - кальцита, затем доломита. Карбонаты - один из основных продуктов размыва позднечетвертичных морен, почти повсеместно распространённых на дне Балтики. Сумма глинистых минералов остается высокой - 46-55% (преобладает иллит). Отношение Кв/Пш - 0,45-0,82.

Вышеописанные литолого-геохимические комплексы подстилаются моренными суглинками со специфическим минеральным составом (см. горизонт 980-985 в табл. 24). В них много карбонатов, калиевых полевых шпатов, плагиоклазов, кварца, иллита. Отношение Кв/Пш - 0,45, отношение Кв+Пш/глинистые минералы - 2,2.

Голоценовые илы самой глубоководной части Готландской впадины имеют несколько иной минеральный и в особенности химический состав, чем верхнеголоценовые илы станции 2636. Их состав описан в другом разделе настоящей книги (см. раздел Е.М. Емельянова, с. 134).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше данные позволяют сказать, что в целом в осадках Балтийского моря преобладает один и тот же минеральный комплекс - кварцево-полевошпатово-гидрослюдистый. Высокие содержания калиевых полевых шпатов и плагиоклазов в обломочной части осадков и гидрослюды в глинистой - наиболее характерная черта осадков Балтики, и не только голоценовых, но и позднеледниковых. Отношение Кв/Пш в осадках Балтийского моря глубже 20-25 м (т.е. за исключением обломочных осадков зоны волновой переработки), чаще всего меньше 1, а отношение Пш/Кш либо близко к 1, либо < 1. Сравнивая минеральный состав осадков Балтийского моря с составом изученных нами позднечетвертичных осадков Черного моря [Trimonis et al., 1978] и Атлантического океана [Emelyanov, Trimonis, 1977], видим, что между ними имеются значительные различия. Так, в плейстоценовых илах Черного моря (скв. 379А) отношение Кв/Пш чаще всего > 1, а отношение Пш/Кш во всех случаях превышает 1, притом очень часто весьма значительно, - содержание плагиоклазов нередко в несколько раз больше, чем калиевых полевых шпатов. Такие соотношения основных кластических минералов в осадках в первую очередь обусловлены источниками осадочного материала на водосборных площадях. Было показано, что значительную часть осадочного вещества во впадину Черного моря в плейстоцене поставляли реки, дренировавшие области распространения ультраосновных, основных и средних пород (в особенности на водосборе Понта).

Существенное значение для обогащения осадков кварцем в центральной части Атлантического океана имели процессы химического выветривания в экваториальной гумидной зоне. Отношение Кв/Пш в осадках скважин 354 и 355, как правило, > 1. Особенно высоки его значения для скв. 354, где на многих интервалах полевые шпаты не были обнаружены. Отношение Пш/Кш в большинстве случаев превышает 1.

Таким образом, видим, что Балтийское море принадлежит к отдельной петрографической провинции, находящейся под определяющим влиянием кислых изверженных и метаморфических пород Феноскандии. В ледниковые эпохи к продуктам механического дробления и истирания гранитов, гнейсов и других пород прибавлялись также продукты ледниковой экзарации осадочного чехла, в первую очередь ордовика и силура, распространённых в северной и центральной Балтике. Отсюда значительная примесь карбонатов как в моренах, так и в озерно-морских осадках.

Низкое отношение Кв/Пш в осадках Балтики связано с тем, что в гранито-гнейсах обычно преобладают плагиоклазы и калиевые полевые шпаты. Иллит и хлорит – продукты "истирания" слюд, а также химического выветривания гранито-гнейсов.

Осадки отдельных районов (заливов, впадин) Балтийского моря, особенно голоценовые, заметно отличаются друг от друга соотношениями основных минералов, иногда отсутствием или, наоборот, присутствием карбонатов. Это связано уже с локальными условиями питания. Все это говорит о том, что осадконакопление в отдельных заливах или впадинах происходит в некоторой степени изолированно друг от друга. Следовательно, в Балтийском море процесс механического перемешивания и дифференциации осадочного вещества из-за небольших глубин, а также наличия отдельных заливов, впадин или поднятий ограничен. Этот процесс в значительной мере сокращен по сравнению с геосинклинальными морями или океаном.

ЛИТЕРАТУРА

- Блажчинский А.И. Минеральный состав донных осадков. – В кн.: Геология Балтийского моря/ Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова. Вильнюс: Мокслас, 1976. 380 с.
 Емельянов Е.М., Trimonis E.S. Cenozoic terrigenous sediments in the western-south Atlantic. – In: P.R. Supko, K. Perch-Nielsen et al. Initial reports of the deep sea drilling project. Wash.: U.S. Government Printing Office, 1977, vol. 39.
 Trimonis E.S., Gorbunova Z.N., Kazhevnikov A.S., Serova V.V., Shevchenko A.Ya. X-ray mineralogy studies, Leg 42B. – In: D.A. Ross, Neprochnov Yu.P. et al. Initial reports of the deep sea drilling project. Wash.: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

СИЛИЦИТНЫЙ (КВАРЦЕВЫЙ) ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ РАЙОН (КЛАЙПЕДСКИЙ ПОЛИГОН)

Изучение физико-химических и оптических свойств воды показало, что распресненные воды в районе данного полигона направляются от Клайпедского пролива на северо-запад. В водах наблюдается хорошо выраженный термоклин. Мутность воды на всех разрезах максимальна на поверхности, минимальна в

Таблица 25

Химический состав терригенных крупных алевритов силицитного (кварцевого) демик Курчатова, 1978 г.)

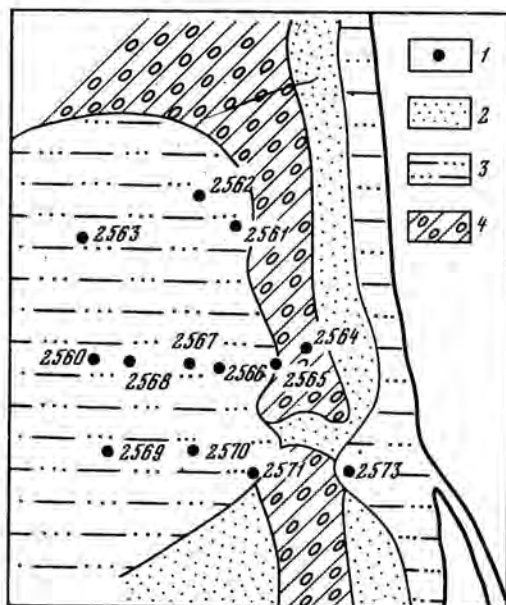
Станция	Глубина (м)	Горизонт (см)	Содержание (%)				
			CaCO ₃	C _{орг}	SiO ₂ ам	Fe	Mn
2560Д	38	0-5	-	-	-	1	0,02
2561Д	25	0-7	-	-	-	1,6	0,02
2562Д	31	0-7	-	-	-	1,6	0,02
2563Д	39	0-7	-	-	-	1,25	0,00
2564Д*	23	0-6	-	-	-	0,7	0,01
2565Д	29	0-7	-	-	-	1,25	0,02
2566-1		0-4	2,27	0,36	1,07	1,12	0,02
2567	33	0-3	4	0,33	0,58	1,12	0,02
2568	38	0-3	3,25	0,39	0,78	0,9	0,02
2569	36	0-4	6,5	0,39	0,67	0,78	0,02
2570	36	0-5	11,01	0,42	0,82	0,78	0,02
2571	30	0-4	8,01	0,42	0,79	1,12	0,01
2573-2	26	0-2	5,00	0,48	3,45	1,2	0,02
2573-2	26	2-4	4,25	0,36	-	1,03	0,02
2573-2	26	4-6	4,5	0,42	-	1	0,02
2573-2	26	6-8,5	2,75	1,17	-	1,2	0,02
2573-2**	26	8,5-11	9,51	2,13	-	1,9	0,02

* На станции 2564 – пески.

** На станции 2573-2 – ил мелкоалевритовый.

Рис. 51. Схема расположения станций и типов осадков в районе Клайпедского полигона. Составил А. И. Блажчишин

1 – местоположение станций; типы осадков: 2 – пески, 3 – крупные алевриты, 4 – моренные отложения



промежуточном слое. Причем чем дальше от берега, тем равномернее кривая прозрачности распределена по вертикали.

Полигон находится в гидродинамически активной зоне. Это зона накопления мелкозернистого (алевроитового) обломочного материала, который накапливается здесь, очевидно, преимущественно за счет выносов Куршского залива (в том числе и р. Неман).

Осадки были собраны на глубинах 29–38 м. Они представлены терригенными обломочными крупными алевритами и песками, реже моренами. Характерно распределение осадков по площади дна: у берега в виде сплошной полосы залегают крупные алевриты, глубже (на 20–30 м) распространены пески, еще глубже моренные отложения с гравием, галькой. На глубинах 30–40 м в виде

литолого-геохимического района (Клайпедский полигон) (26 А рейс нис "Ака-

Содержание (%)			Содержание (в $10^{-4}\%$)						
Ti	P	Al	Cr	Cu	Zn	Ni	Cd	Rb	Co
-	-	2,9	<10	4	25	<10	-	35	3
-	-	2,8	<10	5	26	<10	-	36	3
-	-	4,3	<10	5	28	<10	-	35	3
-	-	4,1	<10	5	25	<10	-	32	6
-	-	2,5	<10	3	22	<10	-	21	4
-	-	2	<10	4	24	<10	-	29	4
0,34	0,04	1,68	<10	5	25	<10	-	27	5
0,34	0,05	1,43	<10	4	25	<10	-	11	4
0,27	0,05	1,38	<10	5	25	<10	-	34	3
0,24	0,04	1,38	<10	4	21	<10	-	33	4
0,29	0,05	1,68	<10	4	22	<10	-	25	4
0,37	0,05	1,38	<10	4	22	<10	-	39	4
0,29	0,05	3,1	<10	6	29	<10	-	36	8
0,32	0,05	-	22	<5	8	<10	<6	40	-
0,35	0,05	2,2	<10	5	22	<10	-	35	5
0,37	0,06	2,4	<10	10	62	<10	-	38	8
0,34	0,06	2,2	<10	7	87	20	-	45	8

Таблица 26

Статистические данные математической обработки результатов литолого-геоалевриты и мелкоалевритовые илы, слой 0-5 см) (натуральные осадки)

Элемент	Fe	Mn	Ti	P	CaCO ₃	SiO _{2 ам}	C _{орг}	Ba
Fe	69	51	53	57	8	39	58	39
Mn	69	69	11	46	8	-1	3	30
Ti	69	69	69	34	12	40	20	5
P	65	65	65	65	4	20	14	-10
CaCO ₃	67	67	67	65	74	-7	-8	-9
SiO _{2 ам}	63	63	63	60	64	65	65	-8
C _{орг}	68	68	68	65	73	64	74	36
Ba	51	51	51	47	55	46	56	57
Cr	51	51	51	47	55	46	56	57
Zr	51	51	51	47	55	46	56	57
Ni	51	51	51	47	55	46	56	57
V	51	51	51	47	55	46	56	57
Sn	50	50	50	47	52	44	53	54
Cu	16	16	16	16	16	15	16	12
Zn	16	16	16	16	16	15	16	12
Фракция <0,01	69	69	69	65	74	65	74	57

большого ареала к западу и северо-западу от Клайпедского пролива вновь развиты крупные алевриты (рис. 51). Пески и алевриты хорошо отсортированы. Они состоят в основном из кварца и полевых шпатов. Отношение Кв/Пш высокое, обычно >1-5. Это кварцевые пески с небольшой примесью рудных минералов.

Химический состав песков и алевритов довольно однообразен. Практически они содержат средние (кларковые) количества (для обломочных осадков Балтики) всех изученных компонентов и элементов.

Содержания железа, марганца, алюминия и микроэлементов в осадках низкие (табл. 25). Свинец в них вовсе не обнаружен (<10·10⁻⁴%), никель обнаружен лишь на станции 2573 (до 20·10⁻⁴%). Послойное изучение крупных алевритов на станции 2573 не показало сколько-нибудь заметного загрязнения металлами верхнего их слоя: микроэлементы (в том числе Hg, Pb, Zn, Cu) в слое 0-11 см распределены равномерно. Верхний горизонт этими элементами не загрязнен.

Как показали более ранние наши исследования, прибрежные пески и алевриты могут быть обогащены титаном, цирконием и оловом (эти элементы нами не определялись).

Впервые в осадках Х.М. Саидовой подробно были изучены бентосные фораминиферы и остракоды. Количество фораминифер колеблется в пределах 0-15 экземпляров в 1 см³ осадка. Оно возрастает от Клайпедского пролива на северо-запад, т.е. в направлении основных струй распресненных вод. Выделено три биоценоза фораминифер: *Astramina sphaerica*, *Cribrohonion usklundi*, *Milliamina fusca*, а также смешанный биоценоз. В осадках было найдено от 0 до 45 экземпляров остракод в 1 см³. Их распределение по площади дна такое же, как и бентосных фораминифер.

Данные по химическому составу терригенных обломочных осадков (пески, крупные алевриты и мелкоалевритовые илы) были статистически обработаны по программе "Геохимик" на ЭВМ ЕС 1022 (см. раздел, написанный Е.М.Емель-

Cr	Zr	Ni	V	Sn	Cu	Zn	Фракция <0,01мм	\bar{x}	Σx
77	19	68	64	-21	-9	62	41	1,92	1,09
23	10	8	4	-25	-33	-14	-16	0,03	0,06
72	38	39	37	-12	-4	39	12	0,28	0,21
28	23	14	4	22	7	61	3	0,05	0,03
14	20	-8	-2	-2	-8	11	4	1,25	2,48
54	-12	36	38	-15	38	59	41	1,28	0,74
62	8	61	66	-26	9	77	67	0,89	0,92
16	5	45	36	-32	-26	14	37	408	251
57	21	50	69	-9	61	67	70	50	31
57	57	5	10	-17	24	57	18	280	181
57	57	57	54	-15	50	41	74	21	13
57	57	57	57	-14	77	48	71	55	34
54	54	54	54	54	-14	-36	-19	3	2
12	12	12	12	12	16	43	60	14	8
12	12	12	12	12	16	16	87	44	29
57	57	57	57	54	16	16	76	12	13,26

яновым, В.В. Гордеевым и Н.А. Джумайло в настоящей книге). Данные такой обработки представлены в табл. 26. Как видим, химический состав крупных алевритов Клайпедского полигона очень близок к среднему составу (\bar{x}) обломочных осадков всего Балтийского моря (в табл. 26 средние содержания макрокомпонентов и элементов, а также фракции <0,01 мм даны в процентах микроэлементов - в $10^{-4}\%$. E_x - среднее квадратичное отклонение).

ОСНОВНОЙ СОЛЕВОЙ СОСТАВ ИЛОВЫХ ВОД БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Основной солевой состав иловых вод, дающий представление о типе воды и процессах, развивающихся в осадках, для Балтийского моря до сих пор исследован не был. В работах, относящихся к 30-50-м годам, изучались отдельные элементы, но не в собственно иловых водах, а в водных вытяжках из илов [Grippenberg, 1934; Kullenberg, 1952]. Этот искусственный прием исследования давал, как известно, неправильное представление о содержании в воде большинства элементов [Вернадский, 1936; Цыба, Крюков, 1959]. Ближайшие к истинным данные были получены только для хлора [Kullenberg, 1952; Mikkelsen, 1956], содержание которого в иловой воде составляет 97-99% от общего количества в осадке [Шишкина, 1956; Шишкина и др., 1969; Behne, 1953].

Новый метод исследования иловых вод, выделенных под вакуумом или под давлением, был применен Т.И. Горшковой [1957, 1970], изучавшей распределение в них главным образом хлора и биогенных элементов. Отдельные элементы рассматривались и другими авторами [Manheim, 1961; Hartmann, 1964].

В настоящей работе обсуждаются результаты изучения основного солевого состава иловых вод Балтийского моря, который, как в любой природной воде, включает в себя хлор, бром, серу (в виде сульфатов), анионы угольной кислоты

(щелочной резерв), натрий, калий, кальций и магний, в сумме составляющие около 99,9% общего содержания всех элементов. В иловых водах осадков, обогащенных органическим веществом, к основным катионам присоединяется аммоний, накапливающийся в соизмеримых с ними количествах.

В 26 А рейсе нис "Академик Курчатов" в июне-июле 1978 г. иловые воды были получены из 15 колонок осадков длиной до 13 м в Рижском заливе, центральной части моря, в Готландской и Арконской впадинах. Для выделения и анализа иловых вод применялся комплекс современных методов: отжимание под давлением до 100 кг/см^2 с охлаждением [Шишкина, Цветков, 1978] и аналитические методы, описанные ранее [Шишкина, 1972]. Компоненты основного солевого состава и общая минерализация иловой воды (сухой остаток) изучались во всех 15 колонках. Данные для наиболее типичных колонок представлены в табл. 27.

Толща осадков, по описанию А.И. Блажчишина [1976], сложена до глубин примерно 2–4 м от дна пелитовыми илами, которые подстилаются глинами восстановленного характера, содержащими сульфиды ($Eh-200$ мВ). Ниже распространены глины с положительными значениями Eh (80 мВ), далее ленточные глины также слабо окисленного характера ($Eh+100$ мВ). Изменение знака Eh от отрицательного к положительному происходит вблизи границы перехода литологических типов осадка. Положительные значения Eh в ленточных глинах, отлагающихся в ледниковых бассейнах, указывают на то, что эти бассейны имели нормальный газовый режим и в них отсутствовало сероводородное заражение.

Изменения физико-химической обстановки в осадке особенно ярко отражаются на химическом составе его наиболее подвижной части, т.е. иловой воды. Основной солевой состав иловых вод по вертикали в колонках Балтийского моря резко изменяется по сравнению с составом придонной воды.

Соленость, хлор и бром. Сравнение состава придонных вод с составом иловых вод поверхностного слоя осадков дает представление о направлении процессов, протекающих на дне при седиментации и раннем диагенезе. В связи с этим в рейсе, в месте взятия колонок осадков были исследованы и придонные воды, которые получали либо из 200-литрового батометра, приносившего пробу с глубины около 3 м от дна (нач. отряда В.Н. Живаго), либо из специального батометра, опускавшегося на глубину около 1 м от дна (нач. отряда В.Я. Троцюк).

Как известно, в водной толще Балтийского моря наиболее стабильна соленость придонных вод, но и она меняется по годам и значительно отличается в разных районах моря [Черновская и др., 1965]. Соленые североморские воды поступают в Балтийское море через мелкие проливы, опускаются на дно Арконской впадины, где наблюдается наибольшая соленость, смешиваются с балтийскими водами и глубинными течениями выносятся в центральные районы моря. Приток воды из Северного моря крайне неравномерен, в связи с чем соленость придонных вод во впадинах Балтийского моря от года к году меняется, что видно, в частности, из данных табл. 28.

Для вычисления солености морской воды служат формулы, связывающие ее с хлорностью, которая определяется аналитически. При этом принимают, что соотношения отдельных ионов основного солевого состава морской воды сохраняются практически неизменными. Для иловых вод морей и окраин океана по хлорности нельзя определять соленость, так как основной солевой состав иловой воды и соотношения элементов в ней в результате процессов, протекающих в осадках, существенно меняются. В качестве одного из показателей этих изменений используют отношение S/Cl , где S – соленость или концентрация, определяемая аналитически, по сухому остатку [Шишкина, 1956].

Хлорность иловых вод верхнего слоя осадков (2–5 см от дна) значительно варьирует в разных районах Балтийского моря. Так, в его центральной части, включая Готландскую впадину, она колеблется в пределах 6,7–7,4‰, в Арконской впадине повышается до 9‰ и более, в Рижском заливе, напротив, понижается до 3,5–4,0‰. Таким образом, иловые воды верхнего слоя осадков наследуют хлорность от соответствующих придонных вод, для которых, как уже упоминалось, она меняется в результате неустойчивости гидрологического режи-

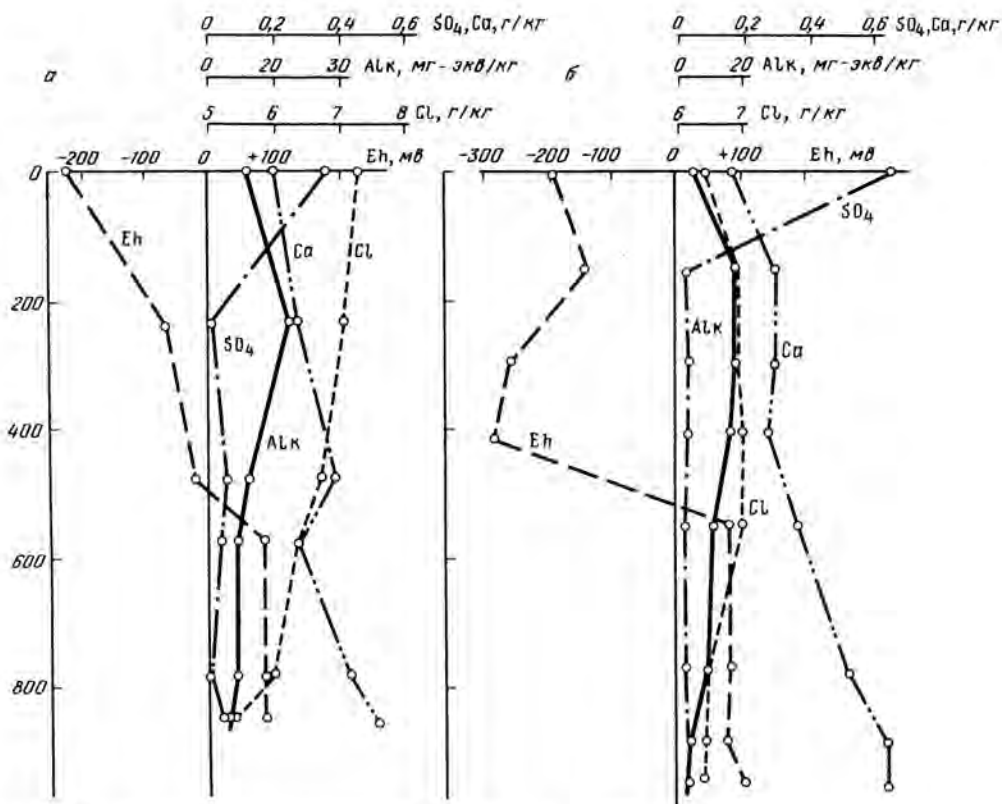


Рис. 52. Вертикальное распределение SO_4 , Ca, Alk и Cl в иловых водах и Eh в осадках

а — колонка 2622; б — колонка 2631

ма [Черновская и др., 1965]. В распределении хлорности по вертикали (см. табл. 27) в большинстве изученных колонок наблюдались только слабые колебания (колонка 2631—а), а в некоторых (от 7,18 до 5,25‰, колонка 2622) — понижение (рис. 52). Особенно четко выраженное понижение хлорности отмечено в иловых водах колонки 2589 в Рижском заливе — от 3,49 до 1,93‰. Понижение хлорности иловых вод указывает на существование в прошлом более пресного режима в исследованных районах бассейна, связанного с воздействием стока ледниковых вод. Аналогичные данные о вертикальном распределении хлорности (солёности) были получены Б. Кулленбергом [Kullenberg, 1952].

В результате изменения со временем гидрологического режима моря и изменения в связи с этим хлорности захватываемых в процессе седиментации вод в них создается градиент концентраций и возникает диффузия. Диффузия и определяет дальнейшее вертикальное распределение хлорности в иловых водах. Другие процессы на распределение хлора практически не влияют вследствие высокой растворимости его соединений, отсутствия в условиях морской среды сорбции, устойчивости к изменению физико-химических параметров и т.д. [Шишкина, 1974].

Из рассмотрения полученных в Балтийском море данных следует, что диффузия изменяет первоначальную хлорность иловых вод, унаследованную от хлорности воды бассейна. Ее влияние зависит от скорости седиментации, влажности, пористости и других свойств осадка. Приблизительно (без учета свойств осадка) можно определить глубину, до которой распространяется в осадках влияния диффузии на хлорность заключенных в них вод. Так, если в месте получения колонки 2622, взятой в качестве примера, скорость осадкообразования была $R_{\text{осад}} = 46 \text{ см}/1000 \text{ лет}$ (устное сообщение В.М. Купцова), а коэффициент диффузии для осадков Балтийского моря составляет в среднем $3 \cdot 10^{-6} \text{ см}^2/\text{с}$

Таблица 27

Изменение по вертикали основного солевого состава иловых вод в осадках

Слой в колонке, см	Осадки				Иловые воды, мг/экв/кг		
	Характеристика	Влага, %	pH	Eh	Cl*	SO ₄ SO ₄ /Cl**	Alk
1	2	3	4	5	6	7	8
Рижский залив, станция 2589, глубина 39 м							
2-5	Ил алевро-тово-пелитовый, черный	73,2	8	-150	98 3,49	10,4 0,133	3,4
178-190	То же, серый с черными прослоями	52,9	7,8	-220	87 3,08	0,6 0,009	9,3
380-390	Глина ленточная	37,1	7,4	+30	70 247	2,0 0,038	5,3
488-500	То же	-	7,5	+80	60 2,13	2 0,045	5
600-612	"	45,4	7,5	+80	54 1,93	1,7 0,043	4,5
Центральная часть моря, станция 2609, глубина 146 м							
2-5	Ил пелитовый, темно-серый	75,8	7,6	-100	188 6,68	13,9 0,098	6,7
500-520	Глина однородная, палево-серая	50,9	7,4	+50	183 6,51	8,9 0,066	6,5
725-742	Глина ленточная	43,8	7,4	+20	172 6,11	6,4 0,05	6,1
Станция 2611, глубина 130 м							
2-5	Ил темно-серый	77,5	7,4	-150	180 6,41	15,3 0,114	6,4
417-435	Глина с полосами гидротроилита	56,8	7,2	-250	192 6,82	5 0,035	6,8
715-732	Глина ленточная	44,6	7,5	+100	188 6,68	5,2 0,037	6,7
905-920	"	37,7	7,8	+70	179 6,36	4,5 0,034	6,4
Готландская впадина, станция 2622, глубина 240 м							
0	Придонная вода	-	7,1	-	198 7,03	20,1 0,137	1,8
2-5	Ил пелитовый, черный с H ₂ S	77,8	7,4	-220	202 7,18	7,2 0,048	12,2
220-240	То же, полосчатый, зеленовато-серый	63,3	7,5	-70	197 6,97	He обн.	23,2
560-580	Глина однородная, палево-серая	52,2	7,6	+80	177 6,29	0,33 0,002	7,2

Иловые воды, мг/экв/кг

Сумма анионов	Na Na/Cl	K K/Cl	NH ₄	Ca Ca/Cl	Mg Mg/Cl	Сумма катионов	S/Cl
9	10	11	12	13	14	15	16
Рижский залив, станция 2589, глубина 39 м							
112	84 0,554	2,7 0,03	0,2	5,6 0,032	24,8 0,086	117	1,9
97	73 0,545	2,4 0,03	0,6	7,2 0,047	11,7 0,046	95	1,8
77	56 0,521	0,9 0,015	0,4	10,3 0,084	9,8 0,048	77	1,8
67	46 0,497	0,7 0,013	0,2	11,2 0,106	9 0,052	67	1,8
60	38 0,453	0,7 0,014	0,2	11,4 0,119	8,9 0,056	59	1,7
Центральная часть моря, станция 2609, глубина 146 м							
209	153 0,527	4,6 0,027	0,2	9,8 0,029	39 0,071	207	1,9
198	144 0,509	2,4 0,014	0,4	22,8 0,07	28,1 0,052	198	1,8
184	126 0,474	1,1 0,007	0,5	30,1 0,1	26 0,052	184	1,8
Станция 2611, глубина 130 м							
202	153 0,549	4,6 0,028	0,1	8 0,025	34,4 0,065	200	1,8
204	156 0,526	2,8 0,016	0,5	16,3 0,048	28,1 0,05	204	1,7
200	147 0,506	1,7 0,01	0,4	24,3 0,073	26,4 0,048	200	1,7
190	136 0,492	1,1 0,007	0,4	27,1 0,085	24,6 0,047	189	1,7
Готландская впадина, станция 2622, глубина 240 м							
220	169 0,552	3,6 0,020	0	8,1 0,023	39,3 0,068	220	1,8
221	167 0,535	4,9 0,027	0,5	8,6 0,024	39,4 0,067	220	1,8
220	162 0,534	5,2 0,029	2,2	12,3 0,035	38,0 0,066	220	1,8
185	140 0,512	2,4 0,015	1,2	13,7 0,044	27,5 0,052	185	1,6

Таблица 27 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
832-847	Глина ленточная	45,3	7,7	+80	148 5,25	0,44 0,004	9,2
Станция 2631-а, глубина 127 м							
2-5	Ил пелитовый, зеленовато-серый	73,7	7,4	-190	180 6,38	13,5 0,102	5,6
150-162	То же	59,9	7,5	-140	195 6,9	0,52 0,004	18
400-412	Глина голубовато-серая с сульфидами	54,8	7,7	-280	195 6,9	0,25 0,002	13,4
754-772	Глина микророленточная	45,9	7,4	+70	179 6,34	0,13 0,001	6,8
934-949	Глина ленточная	37,7	7,4	+100	178 6,32	0,77 0,006	3,7
Арконская впадина, станция 2639, глубина 49 м							
5-15	Ил алевроитово-пелитовый, зеленовато-серый, с H ₂ S	74,8	7,5	-200	256 9,08	13,9 0,074	13,1
104-112	То же, более темный	70,7	7,5	-250	265 9,45	3,8 0,019	28,3
222-230	То же, более светлый, с H ₂ S	71,2	7,4	-220	266 9,48	2,0 0,010	30,3
350-355	Ил алевроитово-пелитовый, зеленовато-серый, с H ₂ S более светлый	64,9	7,3	-200	265 9,42	0,51 0,003	33,4
367-373	То же	62,1	7,3	-200	267 9,49	0,43 0,002	34,2
Станция 2656, глубина 47 м							
2-5	Ил алевроитово-пелитовый, черный, с H ₂ S	77,3	7,6	-90	261 9,27	24,4 0,126	3,7
161-171	То же, зеленовато-серый	64,6	7,4	-210	252 8,93	2,0 0,01	26,4
261-271	То же	58,6	7,4	-160	250 8,88	4,4 0,024	25,9
369-420	*	57,9	7,5	-180	252 8,96	2,2 0,012	28
456-466	*	56	7,4	-200	248 8,82	3,2 0,018	28,8

*Приведена сумма галогенов, второе число - Cl, г/кг.

**Исходные данные для отношений (в г/кг).

9	10	11	12	13	14	15	16		
158	108 0,472	1,6 0,012	1	24,1 0,092	22,8 0,053	158	1,5		
199	152 0,548	Станция 2631-а, глубина 127 м		4,2 0,026	0,3 0,027	8,7 0,064	33,6 0,064	199	1,8
213	160 0,533	3,4 0,019	0,8	14,9 0,043	32,4 0,056	211	1,7		
209	158 0,526	3,0 0,017	1,2	12,9 0,037	33,6 0,059	209	1,7		
186	124 0,468	1,6 0,01	0,7	25,8 0,082	28,6 0,055	186	1,7		
182	122 0,444	1,7 0,011	0,2	31,9 0,101	26 0,051	182	1,6		
283	216 0,547	Арконская впадина, станция 2639, глубина 49 м		6,6 0,029	0,7 0,027	12,2 0,067	49,9 0,067	285	1,9
297	222 0,54	6,9 0,028	1,2	8,6 0,018	58,1 0,075	297	1,8		
298	223 0,541	6,8 0,028	2	7,8 0,016	58,1 0,075	298	1,8		
299	221 0,540	8 0,033	1,2	4,2 0,009	64,7 0,084	299	1,8		
302	226 0,548	7,4 0,03	1,1	9 0,019	57,7 0,074	301	1,9		
289	221 0,548	Станция 2656, глубина 47 м		5,9 0,025	-	11,4 0,024	52,3 0,069	291	1,9
280	213 0,548	5,5 0,024	-	12,1 0,027	49,5 0,067	280	1,8		
280	212 0,546	6,8 0,03	-	12,3 0,028	47,3 0,065	278	1,7		
280	211 0,542	6,6 0,029	-	14,3 0,032	47,9 0,065	280	1,8		
280	213 0,555	6,6 0,029	-	11,2 0,026	47,6 0,065	278	1,7		

Таблица 28.

Соленость придонных вод во впадинах Балтийского моря (по данным Е.Н.Черновской и др. [1965, табл. 7])

Готландская			Борнхольмская			Арконская		
Год	Глубина, м	S ‰	Год	Глубина, м	S ‰	Год	Глубина, м	S ‰
1953	250	13,69	1958	90	14,18	1958	40	17,29
1959	250	12,74	1961	90	17,52	1978* ^б	43	18,59
1961	250	13,12						
1978* ^а	240	12,80						
1978**	240	12,83						

*а,б

Данные О.В. Шишкиной и Г.А. Павловой; 26 А рейс нис "Академик Курчатов", проба из специального батометра, полученная от В.Я. Троицкого: а - на ст. 2622, б - на ст. 2656.

**Данные Ю.Р. Налбандова; 26 А рейс нис "Академик Курчатов", проба из 200-литрового батометра, ст. 2622.

или $0,945 \cdot 10^5$ см²/1000 лет [Шишкина, 1966], то согласно А. Лерману и Ф. Вейлеру [Lerman, Weiler, 1970]

$$\frac{D_{\text{диф}}}{R_{\text{осад}}} = \frac{0,945 \cdot 10^5 \text{ см}^2/1000 \text{ лет}}{46 \text{ см}/1000 \text{ лет}} = 2 \cdot 10^3 \text{ см} = 20 \text{ м},$$

т.е. в месте взятия колонки 2622 влияние диффузии на первоначальную хлорность сказывается до глубины около 20 м.

Содержание брома в водах океана, как известно, находится в строгом соответствии с содержанием хлора и Cl/Br (отношение сохраняется постоянным и близким к 300). Во внутренних морях это постоянство может нарушаться. В водах Балтийского моря среднее значение Cl/Br составляет 293 [Morris, Riley, 1966], но оно меняется в различных районах моря и на разных глубинах в результате влияния речного стока, который характеризуется сильно пониженным Cl/Br отношением, равным 172 [Алекин, 1953; Коновалов, 1959а,б; Красинцева, 1968], и поступления североморских вод с Cl/Br отношением, близким к 300. Cl/Br отношения, вычисленные нами для придонных вод станций 2622, 2631-а и 2656, оказались равными 291, 313 и 283 соответственно, среднее 296.

Данные о содержании брома в иловых водах Балтийского моря приведены на рис. 53. Наиболее высокая концентрация брома от 30 до 44 мг/кг была обнаружена в иловых водах Арконской впадины, где Cl/Br отношения значительно ниже нормальных (- 220). В большинстве исследованных иловых вод центральной части моря, включая Готландскую впадину, содержится 20-25 мг/кг брома, и Cl/Br отношения в них немного ниже нормальных. В иловых водах Рижского залива абсолютное содержание брома колеблется между 7 и 15 мг/кг, а Cl/Br отношения близки к 300 (рис. 53)..

По вертикали величины Cl/Br отношений в иловых водах колеблются между 200 и 300 (рис. 54). Повышение концентрации брома относительно хлора и понижение значения Cl/Br наблюдается только в колонках осадков, сильно обогащенных органическим веществом ($C_{\text{орг}} > 5\%$) [Горшкова, 1970], в частности в колонках из Арконской впадины со станций 2639 и 2656. Накопление брома в иловых водах происходит в процессе диагенеза, в результате минерализации органического вещества и параллельно накоплению продуктов его минерализации - аммония (NH_4^+) и анионов угольной кислоты (Alk) (рис. 55,а,б). Наблюдаемые в иловых водах Арконской впадины значения Cl/Br (212-245) могут быть связаны с качественным составом органического вещества, а именно с преобладанием органического вещества растительного происхождения, являющегося, как известно, концентратом брома [Селиванов, 1946].

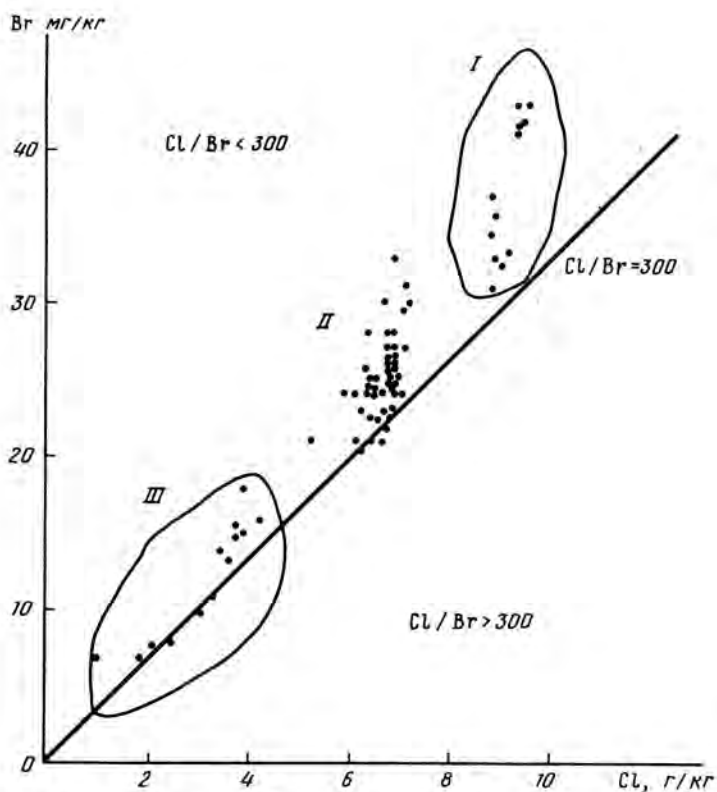


Рис. 53. Зависимость между Cl и Br в иловых водах

I – Аркоцкая впадина; II – Центральная часть моря и Готландская впадина;
 III – Рижский залив

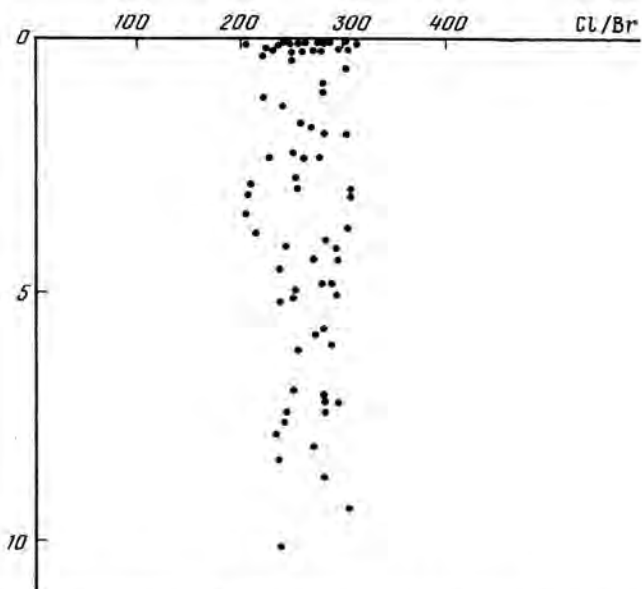


Рис. 54. Распределение Cl/Br отношений в иловых водах по вертикали

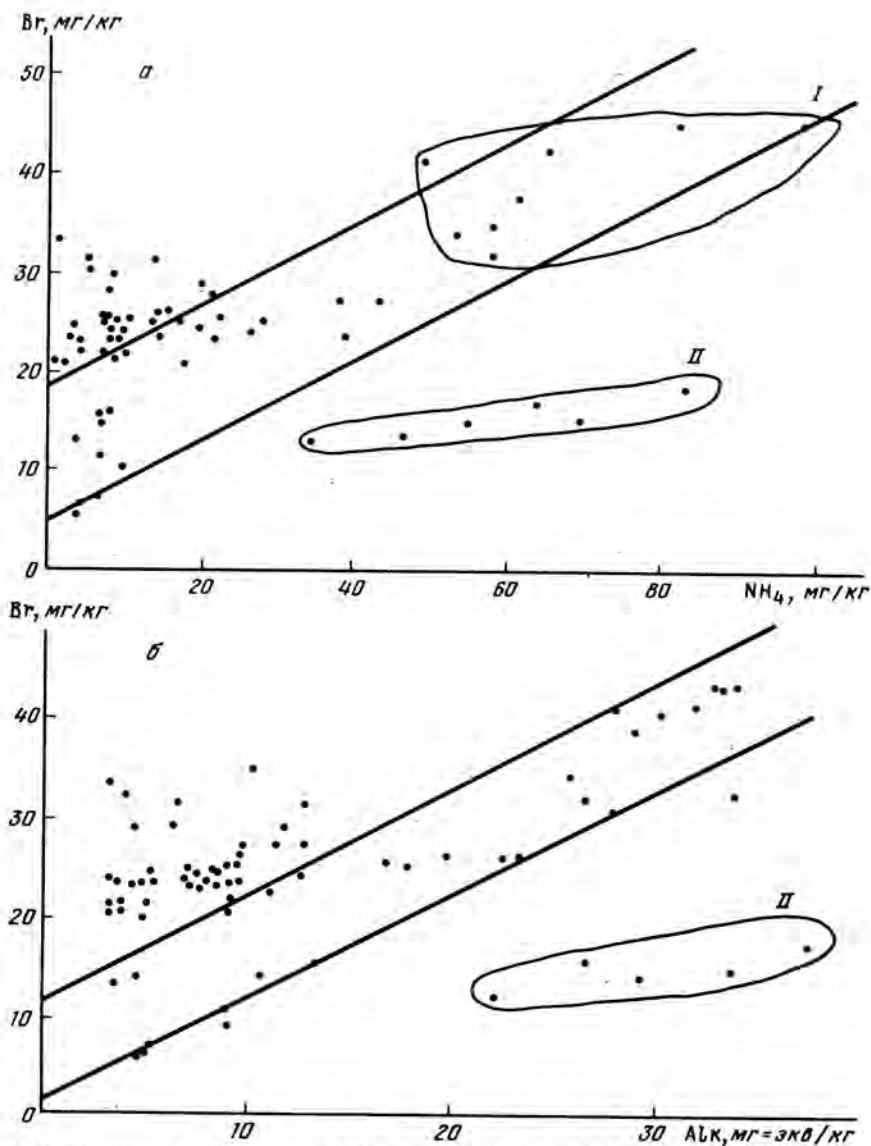


Рис. 55. Изменение концентраций Br в иловых водах в зависимости от содержания аммония (а) и величины щелочного резерва (б)

I – Арконская впадина; II – Рижский залив

Сульфаты и щелочной резерв. В осадках Балтийского моря, содержащих реакционноспособное органическое вещество (в большинстве рассматриваемых колонок более 3% $C_{орг}$), протекает микробиологический процесс восстановления сульфатов ($SO_4^{2-} + 2C + 2H_2O \rightarrow H_2S + 2HCO_3^-$), и образующие анионы угольной кислоты обуславливают повышение щелочного резерва. По мере их накопления осаждается $CaCO_3$. Наряду с этими процессами развивается катионный обмен, при котором кальций из поглощающего комплекса поступает в иловую воду, понижая растворимость $CaCO_3$ и способствуя его дальнейшему осаждению. В иловых водах верхней 2–3-метровой толши осадков осаждение $CaCO_3$ еще существенно не нарушает вытекающей из реакции пропорциональности между понижением концентрации сульфатов и ростом щелочного резерва (см. рис. 52а,б). Далее вниз по колонке содержание сульфатов и SO_4/Cl отношение низкие или сульфаты полностью отсутствуют, а щелочной резерв после достижения максимума на глубинах около 2 м сильно понижается из-за осаждения $CaCO_3$. Инте-

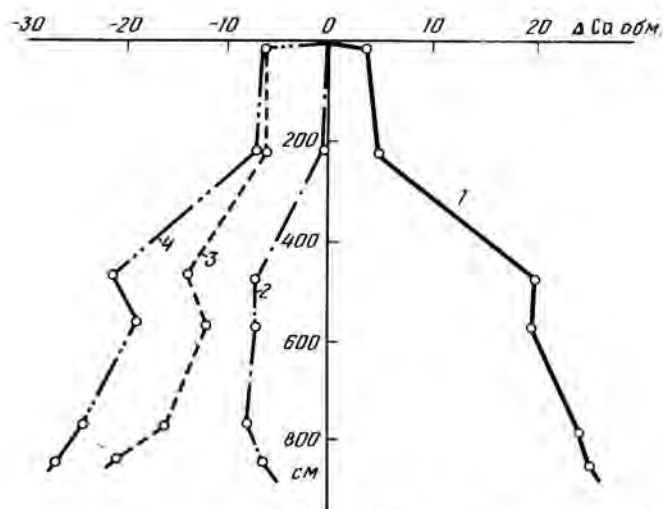


Рис. 56. Вертикальное изменение величин $\Delta Ca_{обм}$ (1), $\Delta Na_{обм}$ (2), $\Delta Mg_{обм}$ (3) и $\Sigma Na + Mg$ (4) в иловых водах Балтийского моря

ресно отметить, что углерод в этих карбонатах, как было установлено А.Ю.Лейн, обогащен легким изотопом, что подтверждает образование его из анионов угольной кислоты, возникшей в процессе микробиологического восстановления сульфатов. Осаждение $CaCO_3$ понижает общую концентрацию солей (S) в иловых водах, что вызывает, как это следует из табл. 28, понижение отношения S/Cl . Описанные процессы типичны для осадков и других морей и окраинных районов океана, обогащенных органическим веществом [Шишкина, 1972].

Катионный состав. В результате диффузии из придонных в иловые воды ионов хлора и вместе с ним натрия (его противоиона), поступления аммония, выделяющегося при минерализации азотсодержащего органического вещества, осаждения $CaCO_3$, вызванного редукцией сульфатов, нарушается обменное равновесие в системе иловая вода-обменный комплекс осадка, что приводит к катионному обмену. Натрий, количественно преобладающий в иловой воде катион, и магний, обладающий большей энергией поглощения, вытесняют из поглощающего комплекса кальций, который накапливается в иловой воде. Таким об-

Таблица 29

Расчет поступления кальция и убыли натрия и магния при процессах обмена*

Слой в колонке, см	Ca, мг-экв				Na, мг-экв			Mg, мг-экв		
	$Ca_{обм}$ (+)	a	b	c	$Na_{обм}$ (-)	a	b	$Mg_{обм}$ (-)	a	b
Придонная вода	0	8,1	8,1	-	0	169	169	0	39,3	39,3
2-5	3,7	8,6	7,9	3	6,5	167	173,5	0,1	39,4	39,5
220-240	4,6	12,3	7,7	0	6	162	168	0,4	38	38,4
460-480	20,1	18,4	7,3	9	14,5	146	160,5	7,4	29,2	36,6
560-580	19,8	13,7	6,9	13	12	140	152	7,1	27,5	34,6
770-783	24,8	20,3	6,5	11	16	126	142	8,1	24,3	32,4
832-847	25,7	24,1	5,8	7,4	19	108	127	6,1	22,8	28,9

* Количество кальция, поступившего в иловые воды в результате обмена ($Ca_{обм}$), определяется соотношением: $Ca_{обм} = (a - b) + c$, где a — содержание Ca в иловой воде, найденное аналитически (см. табл. 27); b — количество Ca в иловой воде, вычисленное из условий постоянства Ca/Cl ; c — количество Ca, осаждающегося в виде $CaCO_3$, равное сумме Alk первоначальной (-2 мг-экв/кг) и Alk , эквивалентной восстановленному количеству сульфатов минус Alk , действительно существующей в иловой воде (см. табл. 27).

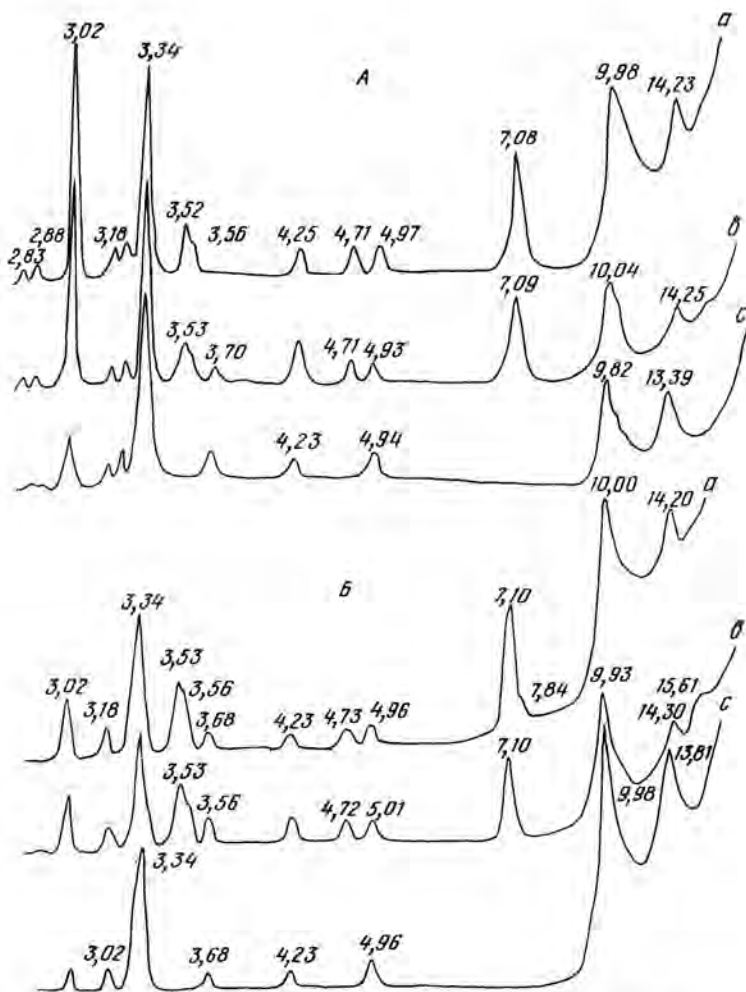


Рис. 57. Рентгенодифрактограммы осадка в целом двух образцов
 А — станция 2631а, горизонт 934–949 см, Б — станция 2618, горизонт 680–705 см
 а — воздушно-сухой препарат; б — насыщенный глицерином; в — прокаленный при $t = 550^{\circ}\text{C}$ в течение 2 час.

разом, вертикальное распределение в иловых водах трех основных катионов — натрия, магния и кальция — обуславливается главным образом процессами обмена и осаждения. Сказанное подтверждается расчетами, приведенными для одной из колонок (2622) в табл. 29 и на рис. 56. Расчеты показывают, что вытеснение кальция из поглощающего комплекса осадков в иловую воду осуществляют натрий и магний. Аналогичная картина обмена наблюдалась в иловых водах Черного моря [Шишкина, 1957; Зайцева, 1962].

Количество натрия и магния, перешедших в результате обмена из иловой воды в поглощающий комплекс ($\text{Na}_{\text{обм}}$ и $\text{Mg}_{\text{обм}}$), определяется как разность между их концентрацией в иловой воде (a_1 и a_2) (см. табл. 27) и содержанием, вычисленным из условий постоянства отношений Na/Cl и Mg/Cl (b_1 и b_2).

Изменение содержания калия в иловых водах определяется главным образом двумя противоположно направленными процессами: выветриванием первичных калийсодержащих минералов, при котором он переходит в иловую воду, и преобразованием глинистых минералов, когда калий извлекается из воды в их обменный комплекс или решетку. Положительный или отрицательный баланс для калия в иловых водах указывает на преобладание того или другого процесса. Однако установить перераспределение калия между отдельными минералами или

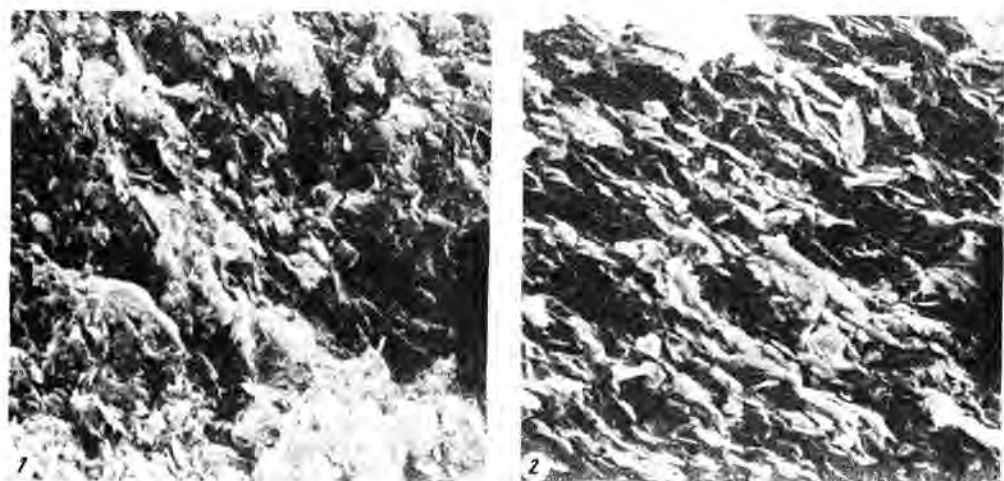


Рис. 58. Электронно-микроскопические фотографии обр. 2631 а(1) – 3000* (а) с тонкопластинчатым строением поверхности и обр. 2618 (2) – 5000*

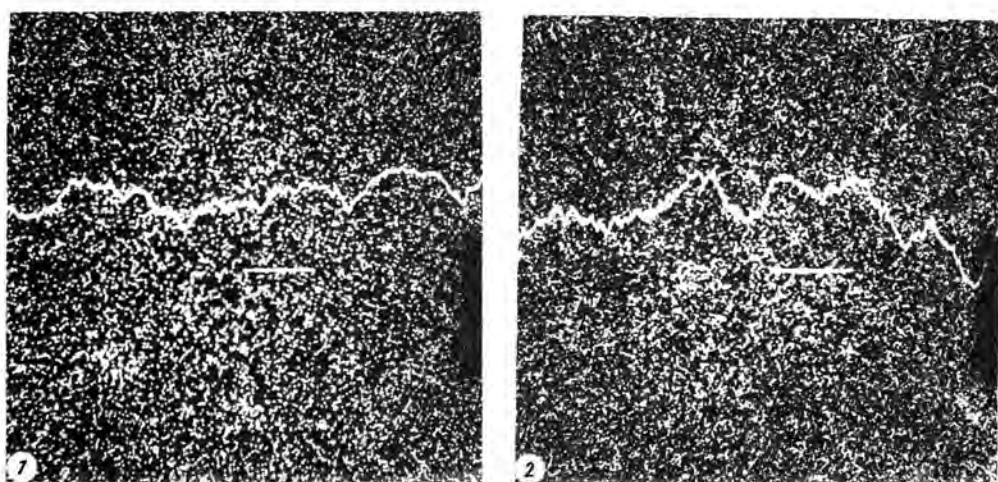


Рис. 59. Изображение распределения K^+ по $K\alpha$ в рентгеновских лучах при сканировании по площади и линейный профиль K^+ по площади (1) – обр. 2631а, то же для обр. 2618 (2)

между жидкой и твердой фазами осадка довольно затруднительно, в связи с тем что изменение его концентрации в иловой воде по отношению к содержанию, например в иллите, в месте его наибольшей концентрации в осадке, составляет всего ~1,7%, что находится в пределах точности анализа. Разница в концентрации у калия с кальцием в иловой воде составляет порядок, а с магнием и натрием два порядка, тогда как их содержание в обменном комплексе одного порядка. В связи с этим необходимо проводить полный комплекс минералогических исследований осадка и параллельно изучать состав катионов равновесной ему иловой воды.

В осадках Балтийского моря, отличающихся сравнительно высокой концентрацией калия (K_2O 4,4%) [Malheim, 1961], были обнаружены иловые воды с низким ($K/Cl < 0,020$) по сравнению с придонной водой содержанием калия (1-я группа) и с высокой ($K/Cl > 0,020$) его концентрацией (2-я группа). Подробные минералогические исследования были выполнены для нескольких образцов осадков, содержащих иловые воды этих двух групп (1-я группа: ст. 2618, слой

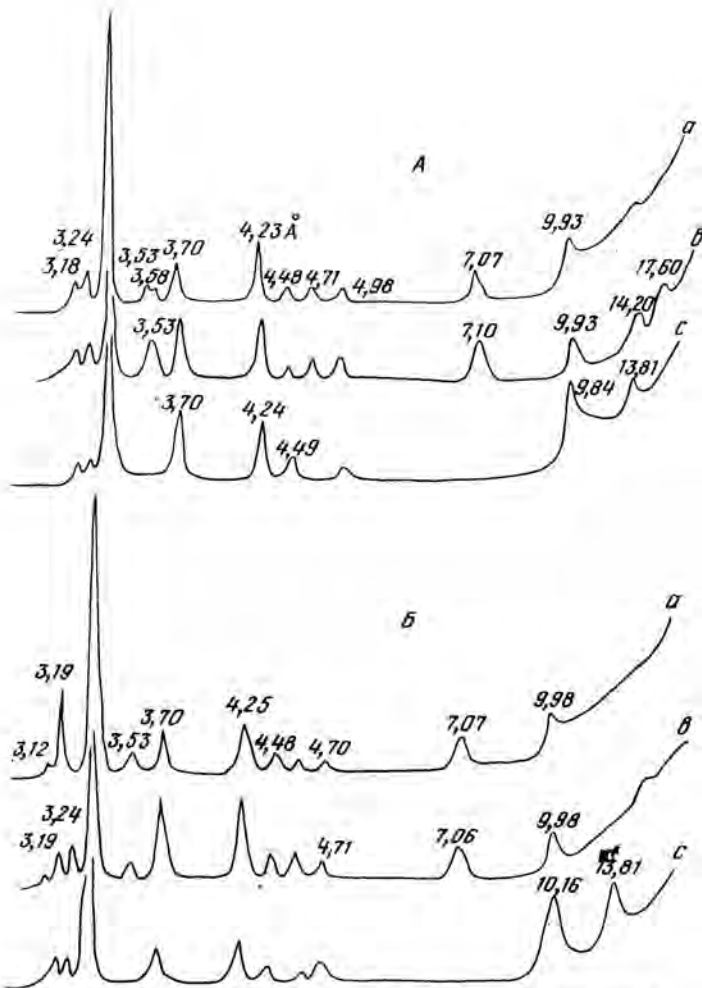


Рис. 60. Рентгендифрактограммы осадка в целом двух образцов
 А — ст. 2639, горизонт 222–230 см; Б — ст. 2639, горизонт 350–355 см
 Условные обозначения см. на рис. 57

680–705 см и ст. 2631-а, слой 934–949 см; 2-я группа: ст. 2639, слой 222–230 и 350–355 см). Анализы и расшифровка данных выполнены А.Я.Шевченко.

В результате рентгеновского анализа на дифрактограммах образцов 1-й группы обнаружено, что гидрослюда составляет более 70% (рис. 57 а,б). Под сканирующим электронным микроскопом хорошо выражено тонкопластинчатое строение образцов (рис. 58), соответствующее гидрослюдисто-хлоритовому составу глин. Съемка калия под микрозондом показала равномерное его распределение по площади образца (рис. 59). Иная картина получена для образцов 2-й группы. Гидрослюд и хлорита обнаружено значительно меньше, в составе минералов преобладают не глинистые кварц, полевые шпаты, пирит (рис. 60). Под сканирующим электронным микроскопом видны плоско-угловатые обломки, по-видимому, полевых шпатов. Масса образца грубозерниста (рис. 61). Распределение калия неравномерно по площади, имеются его отдельные скопления, видимо, отвечающие зернам полевошпатовых минералов (рис. 62). Приведенные данные позволяют предполагать, что наблюдаемые различия в содержании калия в иловых водах двух групп осадков действительно связаны с минералогическим составом осадка и определяются процессами преобразования глинистых минералов, извлекающих калий из иловых вод, и выветриванием калиевых полевых шпатов, при котором калий поступает в воду.



Рис. 61. Электронно-микроскопические фотографии обр. 2639 (222–230 см) – 3000* с пластинчато-листовым строением поверхности (1) и обр. 2639 (350–355 см) – 3000* с плоскоугловатыми обломками минералов и зернами пирита (2)

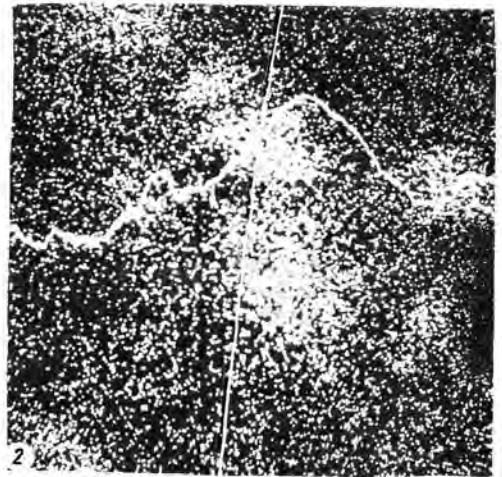
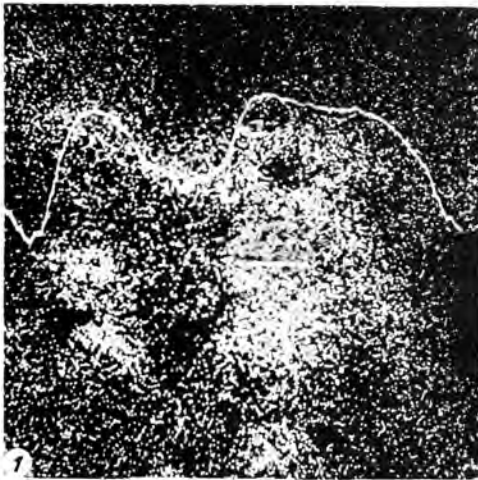


Рис. 62. Изображение распределения K^+ по K_{α} в рентгеновских лучах при сканировании по площади обр. 2639 (222–230 см) и линейный профиль K^+ по площади (1); то же, для обр. 2639 (350–355 см) (2)

Однако во внутриконтинентальных морях дополнительным источником калия может быть органическое вещество растительного происхождения, из которого в процессе его минерализации освобождается калий и переходит в иловые воды вместе с другими продуктами минерализации. Из представленных в табл. 27 данных наибольшее повышение концентрации калия и величин K/Cl отношения наблюдается в колонке 2589 в Рижском заливе (до глубины ~2 м от дна) и в колонке 2639 в Арконской впадине (по всей ее исследованной длине). В обеих колонках соответствующие осадки содержали растительный детрит.

Иловые воды рассматриваемой колонки в Рижском заливе в верхних слоях слабо минерализованы и относятся к морскому типу; далее с глубиной они преобразуются в хлоридно-натрий-кальциевые. Иловые воды Арконской впадины с самого верха и по всей длине колонки интенсивно преобразуются в хлоридно-щелочные. Они характеризуются активным накоплением продуктов минерализации органического вещества, на что указывают высокий щелочной резерв

(34 мг-экв/кг), концентрация аммония, брома и других элементов. Таким образом, в иловые воды этой станции калий может поступать как в результате выветривания полевых шпатов, так и минерализации органического вещества.

Следует отметить еще одну особенность солевого состава иловых вод рассматриваемых колонок, отличающую их от иловых вод других районов Балтийского моря. В иловых водах колонок 2589 и 2639 наблюдается высокая концентрация магния и повышение значений Mg/Cl до 0,086 и 0,075 соответственно (см. табл. 27). В осадках содержание магния близко к средним данным для осадков океана (MgO 2,9%) [Manheim, 1961]. Источником магния здесь, по-видимому, также является разлагающееся органическое вещество растительного происхождения. Содержание магния в водорослях, в частности синезеленых, по данным А.П. Виноградова [1935], составляет более 1%. В хлорофилле - зеленом пигменте растений, по В.И. Вернадскому [1934], содержится до 2% магния. Повышение концентраций магния в иловых водах ранее было отмечено в Азовском море [Шишкина, 1961].

Изучение основного солевого состава иловых вод Балтийского моря показало, что протекающие в его верхней 10-15-метровой толще осадков процессы диффузии, редукции элементов с переменной валентностью, минерализации органического вещества, катионного обмена и преобразования минералов типичны для осадков внутриконтинентальных морей, обогащенных органическим веществом и претерпевших в прошлом смену гидрологических условий. Эти процессы приводят, с одной стороны, к изменению основного солевого состава воды в осадках, образованию вод хлоридно-натрий-кальциевого и хлоридно-щелочного типов, сходных с аналогичными типами подземных вод континентов, с другой - к накоплению в осадках комплекса аутигенных минералов сульфидов и карбонатов, а также к преобразованию первичных полевых шпатов и глинистых минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексин О.А. Основы гидрохимии. М.: Гидрометеиздат, 1953.
- Блажущий А.И. Главы из части III. - В кн.: Геология Балтийского моря/ Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова, Вильямо: Моклас, 1976.
- Вернадский В.И. Очерки геохимии. 4-е изд. М.: Горгеонефтеиздат, 1934.
- Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод, ч. 1, вып. 3. Л.: Изд-во АН СССР, 1936.
- Виноградов А.П. Химический и элементарный состав организмов моря. - Тр. Биогеохим. лаб. АН СССР, 1935, т. 3.
- Гидрохимический режим Балтийского моря/ Е.Н. Черновская, Н.М. Пастухова, А.Г. Бутневич и др. Л.: Гидрометеиздат, 1965.
- Горшкова Т.И. Химический состав грунтовых растворов Балтийского моря. - Докл. АН СССР, 1957, т. 113, № 4.
- Горшкова Т.И. Грунтовые растворы Балтийского моря и Рижского залива. - В кн.: Химические ресурсы морей и океанов. М.: Наука, 1970.
- Зайцева Е.Д. Обменные катионы осадков Черного моря. - Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1962, т. 65.
- Коновалов Г.С. Вынос микроэлементов главнейшими реками СССР. - Докл. АН СССР, 1959а, т. 129, № 4.
- Коновалов Г.С. Микроэлементы в главнейших реках СССР. - Там же, 1959б, т. 130, № 3.
- Красинцева В.В. Гидрогеохимия хлора и брома. М.: Наука, 1968.
- Селиванов Л.С. Геохимия и биохимия рассеянного брома. - Тр. Биогеохим. лаб. АН СССР, 1946, т. 8.
- Цыба Н.Л., Крюков П.А. Сравнение методов исследования горных растворов. - Гидрохимические материалы, 1959, № 29.
- Черновская Е.Н., Пастухова Н.М., Бутневич А.Г. и др. Гидрохимический режим Балтийского моря. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1965.
- Шишкина О.В. Методика получения морских иловых вод и исследования их солевого состава. - Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1956, т. 17.
- Шишкина О.В. Хлоридно-натрий-кальциевые воды в четвертичных отложениях Черного моря. - Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 2.
- Шишкина О.В. Некоторые данные о солевом составе иловых вод Азовского моря. - Океанология, 1961, т. 1, вып. 4.

- 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.: Наука, 1966.
- Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972.
- Шишкина О.В. О возможности использования данных распределения хлора в иловых водах для палеогидрохимических реконструкций. — Океанология, 1974, т. 14, вып. 6.
- Шишкина О.В., Пявлова Г.А., Быкова В.С. Геохимия галогенов в морских и океанских осадках и иловых водах. М.: Наука, 1969.
- Шишкина О.В., Цветков Г.А. Выделение иловых вод с применением системы охлаждения. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 4.
- Behne W. Untersuchungen zur Geochemie des Chlor und Brom. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1953, vol. 3, N 4.
- Grippenberg S. A study of the sediments of the North Baltic and adjacent sea. — 5-th Hydrological conference of the Baltic states. Helsinki, 1934.
- Hartmann M. Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee. — Meyniana, 1964, Bd. 14, No. 53.
- Kullenberg B. On the salinity of the water contained in marine sediments. Göteborg, 1952.
- Lerman A., Weiler R.R. Diffusion and accumulation of chloride and sodium in Lake Ontario. — Earth and Planet. Sci. Let., 1970, vol. 10, p. 150.
- Manheim F.T. A geological profile in the Baltic Sea. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1961, No. 1.
- Mikkelsen V.M. The salinity of the water contained in brackish water sediments compared with the content of diatoms and other organisms in the same sediments. — Bull. Geol. Soc. Denmark, 1956, 13.
- Morris A.W., Riley J.P. The bromide chlorinity and sulphate chlorinity ratio in sea water. — Deep-Sea Res., 1966, vol. 13, No. 4.

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ИЛОВЫХ ВОДАХ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

О накоплении химических элементов, в том числе и тяжелых металлов, в осадках определенных районов морей и океанов в настоящее время хорошо известно. Для решения вопросов об источнике и механизме поступления этих элементов, перераспределения их в процессе седиментации и диагенеза, условиях концентрирования и многом другом необходимо знание закономерностей распределения этих элементов в жидкой фазе осадка — в иловой воде. Этим объясняется включение иловых вод в комплексные программы изучения донных осадков, в частности металлоносных осадков, распространенных в тектонически активных зонах, а также глубинных осадков, изучение которых предусматривается проектами "Мохол", DSDP и др.

Знание закономерностей распределения микроэлементов в иловых водах окраинных областей гидросферы и информация о направленности процессов обмена на границе вода-дно, помимо теоретического интереса, имеет и практическое значение, особенно при решении вопросов формирования состава подземных вод, а также загрязнения водоёмов.

В 26 А рейсе нис "Академик Курчатов" в июне-июле 1978 г. в Балтийском море геохимические работы проводились мористее г. Клайпеда, в Рижском заливе, в центральной части моря, включая Готландскую впадину. Придонные воды отбирали на расстоянии 3 м от дна специальным батометром [Геодекьян и др., 1979]. Иловые воды получали отжиманием из монолитов, поднятых дночерпателем "Океан-50", и из колонок осадков, доставленных грунтовыми трубками. Из монолитов для получения иловых вод отбирали пробы 2-5 и 5-15 см или при однородном осадке одну среднюю пробу. Из колонок отрезки 15-20 см отбирали через интервал около 1 м по всей длине.

Выделение иловых вод осуществляли в лаборатории судна под давлением до 100 кг/см² и при температуре, близкой к температуре на дне, для чего в процессе отжимания использовалась система охлаждения, описанная ранее [Шишкина, Цветков, 1978].

Определение железа, марганца и цинка в фильтрованных пробах иловых и придонных вод проводилось на борту судна атомно-абсорбционным методом на спектрофотометре "Сатурн" в воздушно-ацетиленовом пламени по стандартам, приго-

товленным на фильтрованной поверхностной балтийской воде; литий определялся на том же приборе в эмиссионном варианте. Медь, никель и железо (в пробах с концентрацией менее 0,1 мг/л) определялись в лаборатории ИОАН также атомно-абсорбционным методом после жидкостной экстракции по методике, описанной ранее [Гордеев, 1978].

Осадки на полигоне "Клайпеда" представлены на мелководной станции 2564 (23 м) кварцевым мелкозернистым песком с фауной фораминифер, обломками раковин, небольшим количеством слюд и глауконита; физико-химическая обстановка - окислительная ($Eh + 300 + 400$ мв), реакция среды щелочная ($pH 8,1$). Осадки на глубинах 25-36 м (станции 2561-2563, 2565, 2569-2571 и 2573) представляют плотный крупный алеврит, зеленовато-серый, с раковинным детритом, кварцем, полевыми шпатами, примесью слюд и глауконита. Осадки на станциях 2561-2563 имеют низкую влажность - 22,2-31,3%, $Eh + 220 + 320$ мв. В отдельных прослоях и пятнах черного цвета Eh падает до -50 мв, pH до 7,2-7,4. Осадки станций 2569-2571 и 2573 по физико-химическим условиям относятся к переходному типу, Eh в них колеблется от +100 до -150 мв, pH от 7,2 до 7,6, влажность 28-34%. Осадки станции 2565 восстановленные, $Eh -120 \div -160$ мв. Придонные воды этого района имеют хлорность от 4,22 до 4,4 г/кг, щелочной резерв 1,65-1,66 мг-экв/л, на станциях 2571 и 2573 он немного выше - 1,71 и 1,68 мг-экв/л соответственно. Содержание аммиака от 0,05 до 0,2 мг/л.

Хлорность иловых вод изменяется от 4,13 до 4,51 г/кг, в среднем 4,38 г/кг, щелочной резерв (Alk) и содержание аммиака по сравнению с придонными водами немного выше и изменяются Alk от 1,92 до 3,67 мг-экв/л, аммиак - от 0,3 до 5 мг/л (станция 2573), только в иловых водах станции 2563, где в осадках самая низкая влажность 22,2% и, следовательно, более грубый механический состав, Alk и содержание аммиака по сравнению с придонной водой практически не меняются из-за благоприятных условий для диффузии.

Концентрация марганца в придонных и иловых водах оказалась ниже чувствительности метода анализа ($< 0,04$ мг/л), и только в отдельных образцах иловых вод станций 2569-2571 были встречены высокие концентрации: 0,08; 1,8 и 2,35 мг/л соответственно.

Железа в придонных и иловых водах почти всех проб $< 0,1$ мг/л, только в одной пробе иловой воды станции 2571 - 0,31 мг/л. Содержание цинка в придонных водах колебалось в пределах 15-50 мкг/л, на двух других станциях 140 и 75 мкг/л соответственно. Отношение Li/Cl в этих водах того же порядка, что в нормальной морской воде ($Li/Cl - 9 \cdot 10^{-6}$), но несколько выше $13 \cdot 10^{-6}$.

Исследованные поверхностные осадки Рижского залива на глубинах 32-54 м представлены мелкоалевритовыми (ст. 2487), алевритово-пелитовыми (большинство станций) и пелитовыми (ст. 2601) илами черного цвета, высокой влажности (66,7 - 85%), кроме осадков ст. 2587, где влажность была ниже 47,4%. Характерно для осадков присутствие аллохтонного органического вещества растительного происхождения. В большинстве случаев осадки слабовосстановленные, Eh имеют отрицательные значения от -50 (ст. 2585) до -120 мв (станция 2601). Восстановленность осадков в большинстве случаев возрастает от поверхностного слоя (2-5 см) к подповерхностному (5-15 см) и отрицательные значения Eh увеличиваются до $-200 \div -260$ мв, в осадках часто присутствует свободный сероводород.

Придонные воды залива сильно опреснены в результате разбавления пресным стоком наиболее крупных рек (Даугава, Лиелупе, Гауя), впадающих в залив, хлорность в среднем 3,50 г/кг, щелочной резерв 1,82-1,88 мг-экв/л, аммиака - до 0,15 мг/л. В иловых водах средняя хлорность в слое 2-5 см 3,64 г/кг, в слое 5-15 см - 3,71 г/кг. Щелочной резерв и содержание аммиака в иловой воде повышаются по сравнению с придонной водой, и с глубиной в осадке изменяется в слое 2-5 см - Alk от 2,05 до 10,62 мг-экв/л, аммиак - от 4,4 до 7,1 мг/л и в слое 5-15 см Alk - от 2,71 до 13,53 мг-экв/л, аммиак - от 6 до 8 мг/л.

Таким образом, в осадках протекают процессы минерализации органического вещества и накопление продуктов распада (Alk и NH_4) в иловых водах. С са-

мого верхнего слоя осадков наблюдается развитие процесса восстановления сульфатов и последующее преобразование основного солевого состава иловой воды.

Данные о содержании тяжелых металлов (Mn, Fe, Zn, Cu и Ni), а также Li в придонных и иловых водах поверхностных слоев осадка представлены в табл. 30.

Содержание всех элементов в иловых водах выше, чем в придонных водах залива, тем более выше, чем их содержание в воде Балтийского моря. Особенно повышается концентрация Mn, и максимальное его накопление приурочено к иловой воде поверхностного слоя осадка (2-5 см), где концентрация Mn возрастает в среднем в 250 раз, тогда как в слое 5-15 см - в 100 раз.

Содержание железа, меди и никеля выше, чем в придонных водах, в среднем в 2 раза, исключая единичные случаи высоких концентраций железа в отдельных пробах (см. примечание к табл. 31). Концентрация цинка в иловых и придонных водах одного порядка и в среднем в несколько раз выше, чем в нормальной морской воде. Содержание лития определяется минерализацией воды бассейна. В воде океана отношение $Li/Cl \sim 9 \cdot 10^{-6}$. В иловых и придонных водах Рижского залива это отношение в 1,5 раза выше, чем в нормальной морской воде - $15 \cdot 10^{-6}$.

Исследованные осадки центральной части моря в пределах впадин Безымянной и периферии Готландской представлены тонкими пелитовыми илами творожистой структуры, темно-серого цвета с полосчатостью. Они имеют высокую влажность (75-81%), значительную степень восстановленности ($Eh -200$ мв), $pH = 7,2-7,7$, только в верхнем слое осадка (2-5 см) станций 2622, 2627 $Eh -50$ мв, а $pH = 6,9$. В подстилающем слое осадка (5-15 см) отрицательные величины потенциала увеличиваются максимально до -250 мв. Содержание органического вещества в осадках более 3% (от 3 до 3,64%), немного ниже на станциях 2626 и 2627 - 2,8 и 2,4% соответственно.

Придонные воды этих районов моря имеют хлорность в среднем 6,9 г/кг, в стагнированной зоне Готландской впадины - 7,03 г/кг, щелочной резерв около 1,8, аммиак в большинстве случаев отсутствовал. В иловых водах хлорность немного ниже, а в застойной зоне Готландской впадины выше, чем в соответствующих придонных водах. Однако в иловой воде слоя 5-15 см этой зоны хлорность снова понижена до 6,8 г/кг (табл. 31). В иловых водах наблюдаются значительное повышение щелочного резерва (до 6-12 мг-экв/л) и концентрация аммония (до 5-11 мг/л). В осадках активно развиваются восстановительные процессы, преобразующие основной солевой состав иловых вод и обогащающие осадки сульфидами и другими диагенетическими минералами. Накопление тяжелых металлов марганца и железа, как это следует из табл. 31, в иловых водах центральной части моря меньше, чем в таких из стагнированной зоны Готландской впадины и Рижского залива. Содержание цинка и меди в придонных и иловых водах периферийной части Готландской впадины и впадины Безымянной самое высокое.

По данным табл. 31, можно проследить распределение тяжелых металлов в придонных и иловых водах по площади моря в направлении увеличения его глубин: от г. Клайпеда и Рижского залива до наибольших глубин в Готландской впадине. В этом же направлении меняются все характеристики осадков, их литология и физико-химические параметры. Увеличивается степень восстановленности осадков от значений $Eh +350 \div -150$ мв на полигоне "Клайпеда" и $+150 \div -150$ мв в Рижском заливе к все более восстановленным осадкам ($-50 \div -220$ мв) центральной части моря и еще более ($-200 \div -220$ мв) в застойной зоне Готландской впадины. С глубиной от поверхностного (2-5 см) к подповерхностному слою (5-15 см) восстановленность осадков также повышается: в Рижском заливе $+30 \div -260$ мв, в центральной части моря $-180 \div -250$ мв и в стагнированной зоне Готландской впадины $-190 \div -230$ мв. Содержание в придонных и иловых водах марганца увеличивается в том же направлении и достигает в придонных водах Готландской впадины максимальных значений - 1,48 мг/л или средних - 0,34 мг/л (стагнированная зона). Для иловых вод максимальные значения (30,5 мг/л) отмечены в Рижском заливе, где они приурочены к верхнему слою, а также в иловых водах наиболее вос-

Таблица 30

Содержание микроэлементов в придонных и иловых водах поверхностных осадков Балтийского моря

Ингредиент	Поверхностная вода Балтийского моря	Полгон у г. Крайледа (станции 2561-2573)		Рижский залив (станции 2571-2601)	
		Придонная вода, С1 - 4,31 г/кг	Иловая вода, О- 20 см, С1 - 4,38 г/кг	Придонная вода, С1 - 3,50 г/кг	Иловая вода, О- 20 см, С1 - 3,64 г/кг
Еh (в мв)			+350 ± -150	-	+150- -150
Mn (в мг/л)	0,001	<0,04(7)	<0,04-0,08(7)*	<0,04-0,05(6)	2,8/30;513(10)
Fe (в мг/л)	0,001-0,01	<0,1(7)	<0,1(8) ³ *	<0,1-0,65(7)	0,03-2,4;0,6(8)5*
Zn (в мкг/л)	5-15	15-50;29(7)*	25-90;52(8) ⁴ *	20-100;43(7)	20-140 63(10)
Cu (в мкг/л)	1-5	-	-	4,3-16,5;8,3(4)	6,3-39;17,3(9)
Ni (в мкг/л)	1	-	-	<1,4(4)	<3,5-8,8(9)
Li (в мкг/л)		54-62; 57(9)	58-66 62(8)	43-58; 52(7)	55-70; 57(9)

Таблица 30 (окончание)

Ингредиент	Центральная часть моря, Готландский бассейн			
	Владина Безьянная (станции 2609, 2611), восточная периферия бассейна (станции 2624-2627)		Стагнированная зона (станции 2574, 2622, 2623)	
	Придонная вода, С1 - 6,90 г/кг	Иловая вода (2-5 см) С1 - 6,62 г/кг	Придонная вода, С1 - 7,03 г/кг	Иловая вода (2-5 см), С1 - 7,25 г/кг
Еh (в мв)		-50 -220	-180 -250	-200 -220
Mn (в мг/л)	<0,05-0,1(3)	0,18-3,7;1,2(6)	0,12-3,1;0,8(6)	7,1-17,3; 13(3)
Fe (в мг/л)	0,03-0,2;0,11(3)	0,21-0,42;0,3(5)	0,05-0,52;0,4(6)	0,045-1,10;5(3)
Zn (в мкг/л)	10-80;55(4)	45-420; 169(6)	45-660;246(5)7*	50-155;98(3)
Cu (в мкг/л)	16-37;26(2)	45-90;61(5)	39-90;68(5)	9,6-37;5 22(3)
Ni (в мкг/л)	5,5-9,7(4)	<6(6)	<7-6,5(6)	<8-29(3)
Li (в мкг/л)	-	-	-	105

* В придонной воде ст. 2569 цинка - 140 мкг/л; в среднем не вошло. 2* В пробах иловых вод (0-20 см) станций 2570 и 2571 марганца обнаружено 1,8 и 2,35 мг/л соответственно. 3* То же на ст. 2570, железа - 0,31 мг/л; в среднем не вошло. 4* В иловой воде ст. 2571 цинка - 175 мкг/л; в среднем не вошло. 5* В иловой воде (2-5 см) ст. 2575 железа - 10,1 мг/л, на ст. 2601 - < 0,1 мг/л; в среднем не вошло.

6* В иловой воде (5-15 см) ст. 2575 железа - 10,3 мг/л; в среднем не вошло. 7* То же на ст. 2686, цинка - 1270 мкг/л; в среднем не вошло.

Примечание. В скобках - количество проб.

становленных осадков Готландской впадины (17,3 и 18,6 мг/л). В распределении железа такой закономерности не наблюдается. Его содержание в придонных водах в несколько раз больше, в иловых – в 3–50 раз больше, чем в нормальной морской воде. Высокие концентрации железа отмечаются в отдельных пробах всех рассматриваемых районов моря. Цинка в придонных водах больше, чем в нормальной морской воде в 2–3 раза, наибольшие концентрации встречаются в центральной части моря во впадине Безымянной и периферической части бассейна. В иловых водах цинка больше в 3–5 раз, а в центральной части моря в нестagnированной зоне в 16 раз. Концентрация меди в придонных и иловых водах выше в Рижском заливе (в 1,5–4 раза) и в стагнированной зоне Готландской впадины в 4–5 раз соответственно (см. табл. 31). Еще выше, в 5–10 раз, содержание меди в придонных и иловых водах центральной части моря в пределах впадин Безымянной и периферии Готландской.

Таким образом, придонные и иловые воды этих районов моря по сравнению с другими районами обогащены цинком и медью. Повышение содержания никеля в иловых водах в большинстве случаев не выше 8 мкг/л встречено во всех районах. В примечании к табл. 30 отмечено обычно резкое повышение концентраций марганца, железа и цинка в придонных и иловых водах. Такие случаи, отмечались как в Балтийском море [Горшков, 1970; Блажчишин, Емельянов, 1977; Hartmann, 1964], так и в других водоемах [Presley et al., 1972]. Следует отметить, что накопление тяжелых металлов в придонных и иловых водах различных районов моря по сравнению с нормальной морской водой выглядит еще значительнее, учитывая более низкую общую минерализацию вод рассматриваемых районов Балтийского моря. В распределении в иловых водах по вертикали тяжелых металлов и лития (табл. 31) нет определенной закономерности. В Рижском заливе (окислительная зона) в большинстве случаев можно отметить приуроченность наиболее высоких концентраций марганца к иловым водам поверхностных осадков (слои 2–5 и 5–15 см) и падение концентраций с глубиной. В исследованных районах центральной части моря высокие концентрации марганца встречаются в иловых водах на разных глубинах. В иловых водах стагнированной зоны Готландской впадины (ст. 2574) наблюдается накопление цинка и меди (в слое 57–64 см до 830 мкг/л и 63 мкг/л соответственно). В восстановительных условиях при отрицательных значениях Eh металлы переходят в двухвалентную форму и наиболее устойчивыми их соединениями являются соответствующие сульфиды (произведения растворимости: $FeS - 5 \cdot 10^{-18}$, $MnS - 2,5 \cdot 10^{-13}$, $ZnS - 1,6 \cdot 10^{-24}$, $CuS - 6,3 \cdot 10^{-36}$, $Ni - 3,2 \cdot 10^{-19}$), силикаты Fe^{+2} и карбонаты Mn^{+2} ($1,8 \cdot 10^{-11}$). Таким образом, обнаруженные высокие концентрации тяжелых металлов в иловых водах не могут быть объяснены только приведенными величинами их произведений растворимости. По современным представлениям накопление этих металлов в иловых и придонных водах объясняется образованием растворимых органических комплексов соответствующих металлов. Б.Присли предполагает также возможность повышения концентрации металлов в иловых водах путем растворения до равновесного состояния твердых фаз неизвестного состава, распространенных в осадках [Presley et al., 1972]. Анализируя полученные, пока немногочисленные, данные о содержании тяжелых металлов в иловых водах Балтийского моря, следует остановиться на рассмотрении поведения марганца. Его распределение в иловых водах наиболее разнообразно, и концентрация в ряде случаев достигает высоких значений.

Обогащение иловых вод марганцем наблюдается не только в восстановленных осадках центральной части моря, где оно наблюдалось и другими исследователями (табл. 32), но и в переходных осадках Рижского залива, где зафиксирована самая высокая его концентрация (см. табл. 32). Такое поведение марганца обеспечивается его подвижностью, связанной с легкостью перехода в восстановленное состояние $Mn^{+4} \rightarrow Mn^{+2}$, осуществляемое при значениях Eh , начиная с величин < 500 мв (рН 8). Железо изменяет валентность ($Fe^{+3} \rightarrow Fe^{+2}$) только в восстановительных условиях при $Eh - 200$ мв.

Таблица 31

Распределение микроэлементов в иловых водах по вертикали

Слой в колонке от дна (в см)	Характеристика осадка	Осадок		
		Влажность (в %)	pH	Eh (в мВ)
Рижский залив				
Станция 2576, глубина 33 м				
	Придонная вода	-	-	-
2-5	Ил алевроитово-пелитовый	77,4	7,6	-70
5-15	То же	57,9	7,5	-240
169-189	Ил мелкоалевритовый, H ₂ S	55,2	7,6	-100
330-345	Алеврит крупный	40,5	7,5	+50
Станция 2585, глубина 42 м				
	Придонная вода	-	-	-
2-5	Ил алевроитово-пелитовый	85,1	7,5	-50
5-15	То же	72	7,7	-90
183-185	"			-120
285-289	Глина плотная			+20
Станция 2587, глубина 30 м				
2-5	Ил мелкоалевритовый	47,4	7,8	+100
5-15	"	48,1	8,3	-200
37-56	"	48,2	8,2	-170
170-190	"	47,6	8	-100
260-283	Ил алевроитово-пелитовый	50,8	8	-80
400-418	То же	48,8	7,8	-20
Центральная часть моря, Готландский бассейн				
Впадина Безымянная				
Станция 2609, глубина 140 м				
	Придонная вода	-	-	-
2-5	Ил пелитовый	75,8	7,6	-100
5-15	"	76,9	7,8	-250
235-250	Глина гомогенная	59,2	7,5	-150
542-552	"	50,9	7,4	+50
665-675	"	43,9	7,4	+50
710-720	Глина ленточная	43,8	7,4	+20
Станция 2611, глубина 130 м				
2-5	Ил полосчатый	77,5	7,4	-150
5-15	"	-	7,5	-200
110-130	Ил пелитовый с сульфидами	63	7,7	-200
270-285	Ил пелитовый, гидротроилит	60,9	7,3	-120
417-435	Глина, гидротроилит	56,8	7,2	-250
505-520	Глина гомогенная	53	7,6	-20
610-630	"	51,9	7,5	+40
715-730	Глина ленточная	44,6	7,5	+100
809-820	"	44,3	7,8	+70
Стагнированная зона Готландской впадины				
Станция 2574, глубина 229 м				
2-5	Ил пелитовый	77,9	7,7	-200
5-15	"	77	7,6	-190
38-46	"	52	7,5	-170
57-64	Ил пелитовый, гидротроилит	59	7,5	-180
112-136	То же	57,6	7,6	-70
226-238	Глина гомогенная	48,5	7,4	+50

Иловая вода					
Mn (в мг/л)	Fe (в мг/л)	Zn (в мкг/л)	Cu (в мкг/л)	Ni (в мкг/л)	Li (в мкг/л)
Рижский залив					
Станция 2576, глубина 33 м					
-	-	35	16,5	-	46
7,4	2,4	60	24,6	1,3	-
3,7	0,58	35	49,2	<1,5	45
0,09	0,04	80	15,6	-	75
0,05	0,03	260	18,0	-	83
Станция 2585, глубина 42 м					
<0,05	0,13	20	7,5	<4,0	58
2,8	0,06	20	7,4	<3,5	60
5,0	0,13	38	11,8	<2,5	58
1,75	0,1	102	-	-	76
0,05	0,35	35	-	-	54
Станция 2587, глубина 30 м					
15,3	0,15	-	6,3	<4,0	55
2,9	0,14	-	16,0	<3,5	42
1,85	0,05	40	5,5	<3,5	56
<0,1	0,02	90	7,7	<3,5	98
0,25	0,06	70	19,6	<3,0	97
0,58	0,78	130	11,8	<3,0	42
Центральная часть моря, Готландский бассейн					
Впадина Безымянная					
Станция 2609, глубина 140 м					
-	0,03	80	16	5,5	-
1,8	0,42	420	45	<8	-
0,82	0,52	400	39	6,5	-
4,80	0,28	180	48	20	-
3,85	1	160	46	11,5	-
3,15	0,36	120	46	16	-
1,23	2,8	110	45	32	-
Станция 2611, глубина 130 м					
0,42	-	60	-	-	-
0,12	0,45	50	-	-	-
0,8	0,6	120	-	-	-
3,5	0,6	45	-	-	-
3,75	0,45	115	-	-	-
5,4	0,35	155	-	-	-
5,7	-	85	-	-	-
3,82	-	140	-	-	-
2,35	0,45	260	-	-	-
Стагнированная зона Готландской впадины					
Станция 2574, глубина 229 м					
14,8	0,04	90	9,6	3,7	105
16	0,22	120	19,8	5,7	106
7,8	0,03	200	29,2	2,6	-
5,6	0,24	830	63,0	7,5	-
5,4	0,08	270	1,2	<1,3	88
5,6	<0,1	470	-	-	90

Таблица 32

Содержание железа и марганца (в мг/л) в иловых и придонных водах Гот

Морская вода и иловая вода	В.В. Гордеев		А.И. Блажчишин, нов [1977]
	Fe	Mn	Fe
Поверхностная	0,0005-0,009	-	0,001-0,005
Придонная	0,003-0,034	0,085-0,15	0,003-0,007
Иловая (2-5 см от дна)	0,045-1,1	13,2-17,3	0,048-0,062
То же (5-15 см от дна)	0,24	14,9-18,2	-
То же (100 см от дна)	0,08	5	-
То же (200 см от дна)	0,1	5,6	-

* Данные по Ландсортской впадине.

Примечание. Данные В.В. Гордеева получены в 26А рейсе нис "Академик Курчатов" в июне-июле 1978 г., приводятся в статье настоящего сборника.

Таким образом, в осадках всех исследованных районов Балтийского моря физико-химическая обстановка обуславливает существование марганца в основном в форме Mn^{+2} , дающей наиболее растворимые его соединения. Источник высоких концентраций марганца в иловых водах Балтийского моря - его соединения, распространенные в осадках и составляющие их характерную особенность [Блажчишин, 1976; Hartmann, 1964]. В осадках Балтийского моря аутигенный марганец содержится преимущественно в виде карбонатов, образующих не только отдельные прослои, но и распространенных в виде дисперсного вещества, а также в виде сульфидов и фосфатов [Suess, 1979].

В иловых водах (станция 2622) на глубинах (2-5 и 5-15 см от дна) обнаружены высокие концентрации марганца - 17,3 и 18,2 мг/л соответственно. Содержание марганца в виде $MnCO_3$ в осадке составляет в слое 0-2 см 3,5%, в слое 16-18 см - 0,32%. Содержание в обоих слоях осадков $C_{орг}$, обеспечивающее высокую степень восстановленности осадков ($Eh -220 \div -230$ мв), близко и составляет - 3,54 и 3%. Эти данные (станция 2622) и другие случаи сопоставления содержания марганца в иловых водах и марганца в твердой фазе осадков позволяют предполагать, что в процессах выщелачивания соединений марганца и минерализации органического вещества марганец переходит в иловые воды и накапливается в них в виде органо-минеральных комплексов. В результате создавшихся градиентов концентраций и благоприятной физико-химической обстановки марганец диффундирует в вертикальном и горизонтальном направлениях и частично переходит в придонную воду. В периоды стагнации содержание марганца в придонных водах достигает 1,05 мг/л [Блажчишин, Емельянов, 1977]. Максимальное обогащение иловых вод марганцем в большинстве случаев наблюдается при сочетании высокой концентрации марганца в твердой фазе осадка и наиболее высокой степени восстановленности среды осадков, что отмечалось и для иловых вод Калифорнийского залива [Розанов и др., 1976]. Обогащение микроэлементами придонных и иловых вод Рижского залива, по-видимому, связано с поступлением растворимых органо-минеральных комплексов железа, марганца и других элементов с речным стоком. Для осадков залива характерно распространение железо-марганцевых конкреций.

Рассмотренные процессы, а также диффузия марганца при благоприятных физико-химических условиях из иловых в придонные воды обуславливают обогащение марганцем и придонных вод. Его накоплению и других тяжелых металлов в придонных водах способствует периодическое возникновение в этих водах восстановительной обстановки, вызванной нарушением циркуляции вод, появлением сероводорода и т.д. Явления стагнации в придонных водах особенно часто встречаются во впадинах Балтийского моря.

ландской впадины (по опубликованным данным)

Е.М. Емелья-	Т.И. Горшкова [1970]		М. Hartmann [1964]	
	Mn	Fe	Mn	Fe
0,0003-0,007	-	-	-	0,007
0,008-1,05	-	-	-	0,002-0,9
0,090-9,25	0,08-0,34	0,8-20	0,68-1	11,9-12,7
-	0,02-0,04	8,14	1,1	0,59-5,50
-	0,4-1,47	1,65-4,84	3,8*	11,3*
-	-	-	3,2*	31,8*

В окислительных условиях на поверхности осадков имеется пленка окисленных осадков, препятствующая диффузии марганца, а тем более железа и других тяжелых металлов, находящихся в этих условиях в менее подвижной форме, в придонные воды.

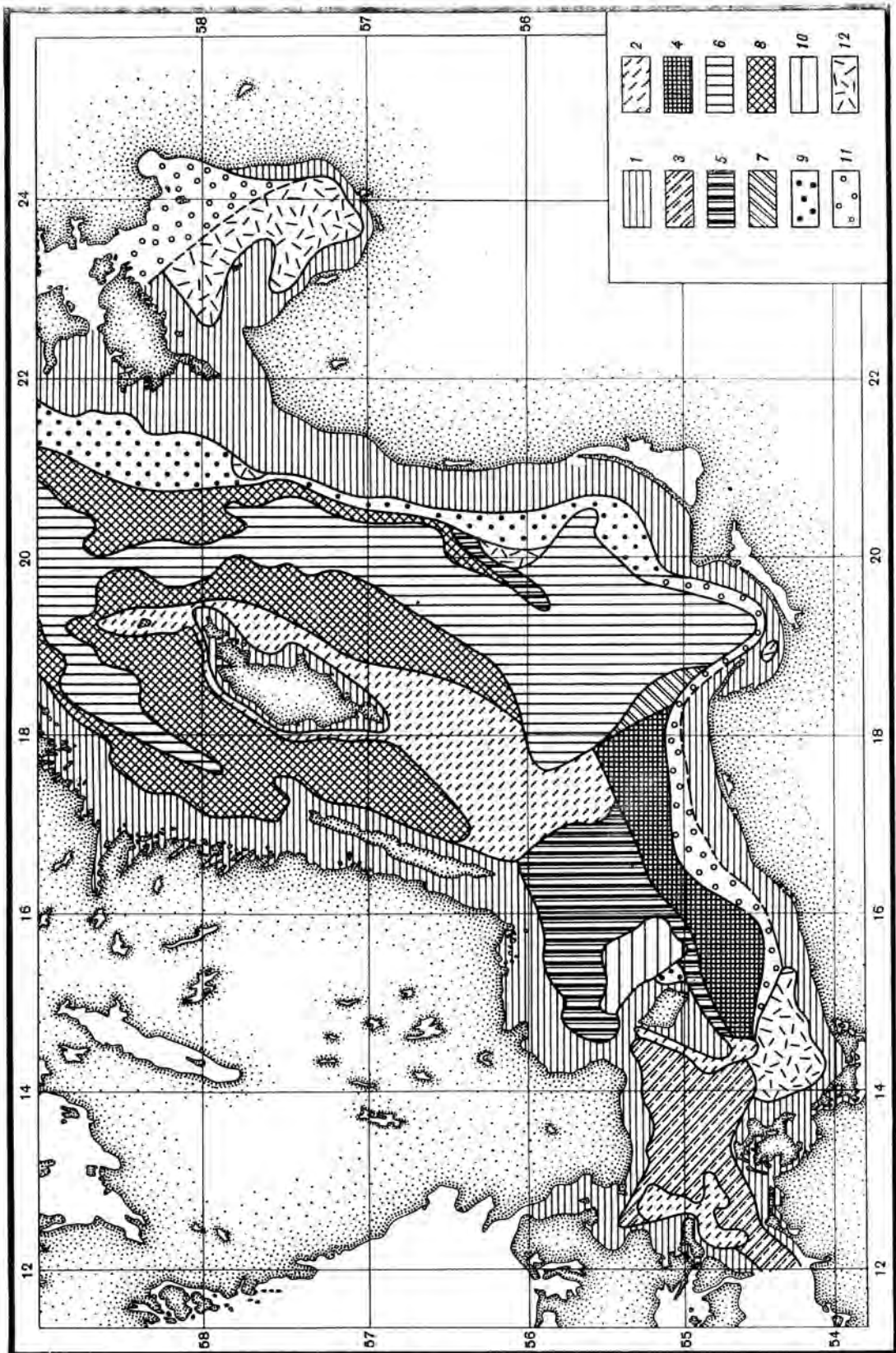
ЛИТЕРАТУРА

- Блажчишин А.И.* Основные химические компоненты в донных осадках. — В кн.: Геология Балтийского моря/ Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова. Вильнюс: Мокслас, 1976. 380 с.
- Блажчишин А.И., Емельянов Е.М.* Основные черты геохимии Балтийского моря. — В кн.: Геохимические исследования и поиски полезных ископаемых в Белоруссии и Прибалтике. Минск: Наука и техника, 1977.
- Гейдекан А.А., Авиллов В.И., Троицкий В.Я.* Об особенностях конструкции и эффективности применения нового придонного батометра. — Океанология, 1979, т. 19, вып. 5, с. 934-938.
- Гордеев В.В.* Определение микроэлементов в морской воде и взвеси. — В кн.: Методы гидрохимических исследований океана. М.: Наука, 1978.
- Горшкова Т.И.* Грунтовые растворы Балтийского моря и Рижского залива. — В кн.: Химические ресурсы морей и океанов. М.: Наука, 1970.
- Розанов А.Г., Волков И.И., Соколов В.С.* и др. Окислительно-восстановительные процессы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана (соединения железа и марганца). — В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976.
- Шишкина О.В., Цветков Г.А.* Выделение иловых вод с применением системы охлаждения. — Океанология, 1978, т. 13, вып. 4.

СОВРЕМЕННЫЕ БИОЦЕНОЗЫ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР, СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГОЛОЦЕНА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

ВВЕДЕНИЕ

Истории развития Балтийского моря посвящена обширная литература. Новейшие сводки и представления по этому вопросу можно найти в монографиях Д.Д. Квасова [1975], Л.Р. Серебрянного [1978] и в книге "Геология Балтийского моря" [1976]. Но несмотря на это, Л.Р. Серебрянный совершенно правильно отмечает: "В изучении четвертичной истории Балтийского моря еще остается много нерешенных проблем. Прогресс дальнейших исследований свя-



зан прежде всего с анализом донных морских осадков, которые должны обеспечить контроль наземных исследований" [1978, с. 45].

Фораминиферы из четвертичных отложений Балтийского моря до последнего времени не были изучены. Литолого-геохимический, спорово-пыльцевой и диатомовый анализы позднечетвертичных донных отложений этого бассейна позволили выделить в них осадки литориновой, анциловой и иольдиевой стадий развития моря [Блажчишин, 1974; Блажчишин и др., 1974; Давыдова, и др., 1970].

В истории развития Балтийского моря Д.Д. Квасов выделяет три этапа: первый – озерный, связанный с отступлением ледника, второй – с изостатическим движением суши, и третий – морской, наступивший вследствие поднятия уровня океана. В это время воды Северного моря проникли в Балтику через Датские проливы.

Наиболее раннее вторжение морских вод в Балтику имело место в конце бореального периода. В колонке осадков из Арконской котловины, в бореальных отложениях были обнаружены морские диатомеи [Кессел и др., 1973].

В Балтийском море в настоящее время обитает 12 видов бентосных фораминифер.

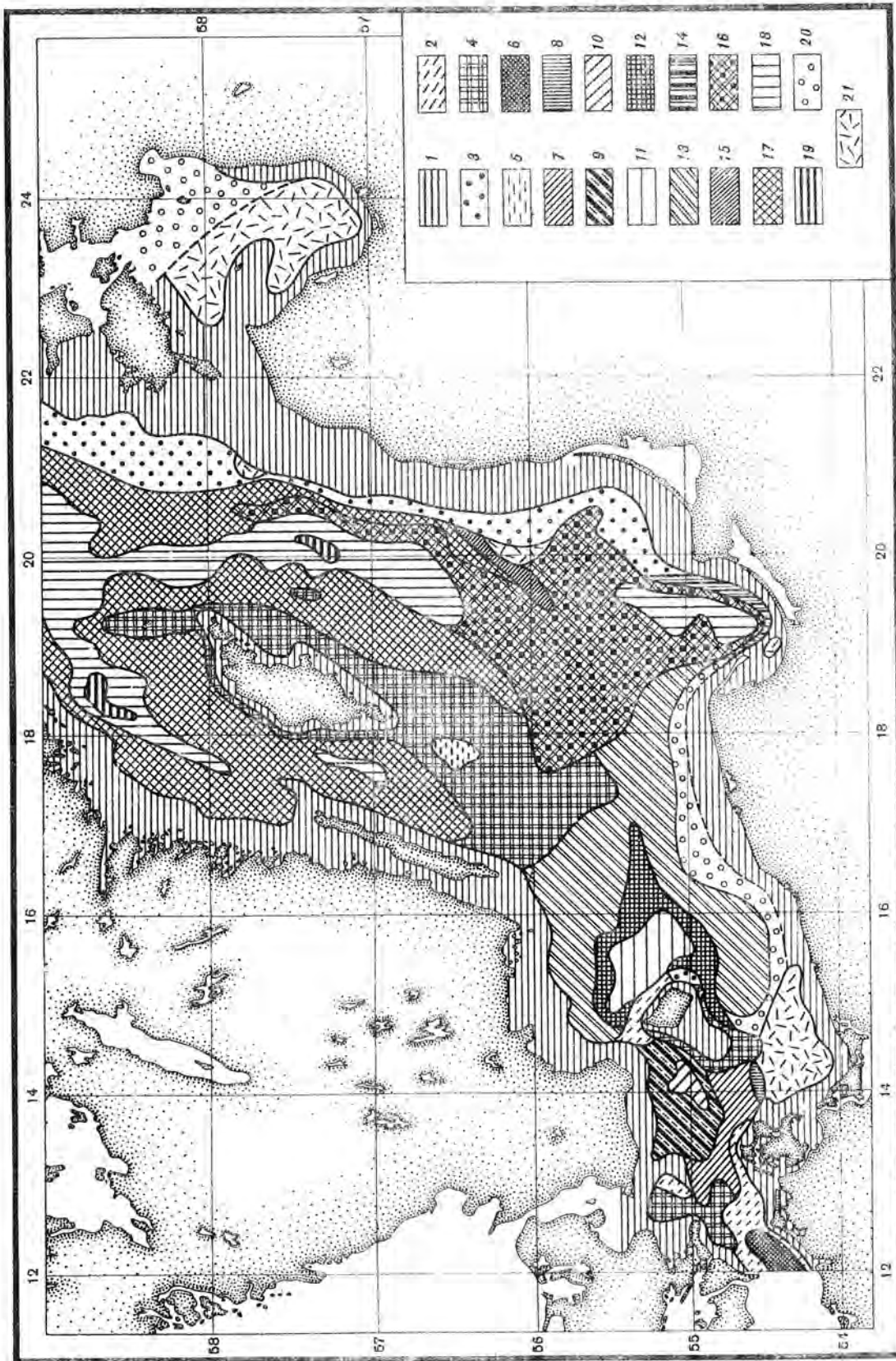
Вид	Состав стенки
<i>Astrammia sphaerica</i> (Heron-Allen et Earland)	аглоutinированная
<i>Ammoscalaria tuniana</i> (Heron-Allen et Earland)	"
<i>Hippocrepina flexibilis</i> (Wiesner)	"
<i>Reophax aduncus</i> Brady	"
<i>Reophax regularis</i> Høglund	"
<i>Ammotium cassis</i> (Parker)	"
<i>Verneuilinella scabra</i> (Williamson)	"
<i>Miliammina fusca</i> (Brady)	"
<i>Elphidium excavatum</i> (Terquem)	секреционная карбонатная
<i>Elphidium incertum</i> (Williamson)	" "
<i>Cribronionion asklundi</i> (Brotzen)	" "
<i>Ammonia batavus</i> (Hofker)	" "

Планктонные виды фораминифер в Балтийском море ни в водах, ни в осадках не обнаружены. Изучение экологии, ареалов и численности бентосных фораминифер показало, что их расселение в этом море определяется физико-химическими свойствами водных масс, формирующихся под влиянием североморских (атлантических) вод. Эти воды в Балтику поступают через пролив Каттегат, и с продвижением на северо-восток их температура и соленость постепенно снижаются. В связи с этим фауна фораминифер в этом направлении обедняется и численность ее падает. В Датских проливах в настоящее время живет 13 видов, в Арконском бассейне – только 12 видов, а в центральной Балтике – не более четырех. Из этого видно, что, несмотря на постоянный приток атлантических вод, условия для жизни фораминифер в Балтийском море неблагоприятны и неблагоприятность эта нарастает с удалением от Датских проливов.

Современные биоценозы бентосных фораминифер в Балтийском море формируются под действием трех факторов: большого пресного стока с континента и притока соленых вод из Северного моря, гидрохимической вертикальной структуры водной толщи, высокого содержания органического вещества в осадках.

Рис. 63. Биоценозы бентосных фораминифер Балтийского моря (по преобладающей численности живых особей)

1 – *Miliammina fusca*; 2 – *Cribronionion asklundi*; 3 – *Elphidium excavatum* – *Hippocrepina flexibilis*; 4 – *Elphidium incertum* – *Elphidium excavatum*; 5 – *Elphidium incertum*; 6 – *Elphidium excavatum*; 7 – *Reophax regularis* – *Elphidium incertum*; 8 – *Reophax regularis*; 9 – *Reophax regularis* – *Miliammina fusca*; 10 – *Elphidium excavatum* – *Elphidium incertum*; 11 – нет данных; 12 – фораминиферы не живут



- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------|--------------------|------------------|----------------|--------------|-------------------------|--------------------|------------------|--------------------|--------------------|--------------------|----------------|--------------------|--------------------|-----------------------|--------------------|-----------------------|--------------------|--------------------|------------------|------------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
| [Horizontal lines] | [Diagonal lines /] | [Dotted pattern] | [Grid pattern] | [Wavy lines] | [Dark stippled pattern] | [Diagonal lines \] | [Vertical lines] | [Diagonal lines /] | [Diagonal lines \] | [Horizontal lines] | [Grid pattern] | [Diagonal lines /] | [Diagonal lines \] | [Cross-hatch pattern] | [Horizontal lines] | [Cross-hatch pattern] | [Horizontal lines] | [Horizontal lines] | [Dotted pattern] | [Symbol with lines and dots] |

В прибрежных районах моря распространен биоценоз *Miliammina fusca*. Этот вид имеет песчаную раковину — агглютинированную с кремнистым цементом. Биоценоз этого вида приурочен к районам дна, омываемым поверхностными водами, соленость которых не более 6–8‰. В южных частях моря в прибрежных районах, где имеет место большой приток соленых поверхностных вод из Северного моря, в этом биоценозе появляются виды с карбонатной секреторной раковиной, и видовой состав ценоза становится более разнообразным. Осадки в районах распространения биоценоза *Miliammina fusca* содержат мало пелитового материала (менее 10%) и органического вещества (менее 1%) [Блажчишин, 1976].

В открытой части моря, где у дна распространены соленые североморские воды, обитают биоценозы, в которых преобладают виды как с карбонатной секреторной раковиной, так и с агглютинированной раковиной с карбонатным цементом. В южных частях открытого моря, где соленость придонных вод порядка 15–20‰, видовой состав биоценозов в 2–3 раза больше, чем в северной центральной Балтике, где соленость вод порядка 9–12‰.

Численность отмерших карбонатных раковин фораминифер в открытых районах моря, как правило, всегда ниже численности живых особей. Мертвые карбонатные раковины имеют следы растворения и часто от стенки раковины остается только ее хитиноидный слой. Посмертное растворение карбонатных раковин фораминифер указывает на наличие в придонном слое воды свободной углекислоты, которая образуется вследствие окисления органического вещества. Содержание $C_{орг}$ в осадках здесь достигает 3%, содержание растворенного кислорода в придонных водах более 3–5 мл/л. В этих условиях в посмертных сообществах фораминифер могут доминировать виды с песчаной раковиной. К таким районам относится Арконская котловина, где биоценоз *Elphidium excavatum* — *Hippocrepina flexibilis* замещается после отмирания сообществом *Ammotium cassis* и *Verneuilinulla scabra*. На склонах Борнхольмской котловины биоценозы *Elphidium incertum* — *Elphidium excavatum* и *Elphidium incertum* замещаются сообществом *Reophax regularis* — *Elphidium incertum*. Между котловинами Гданьской и Готландской биоценоз *Elphidium excavatum* замещается сообществом *Reophax regularis* — *Elphidium incertum*.

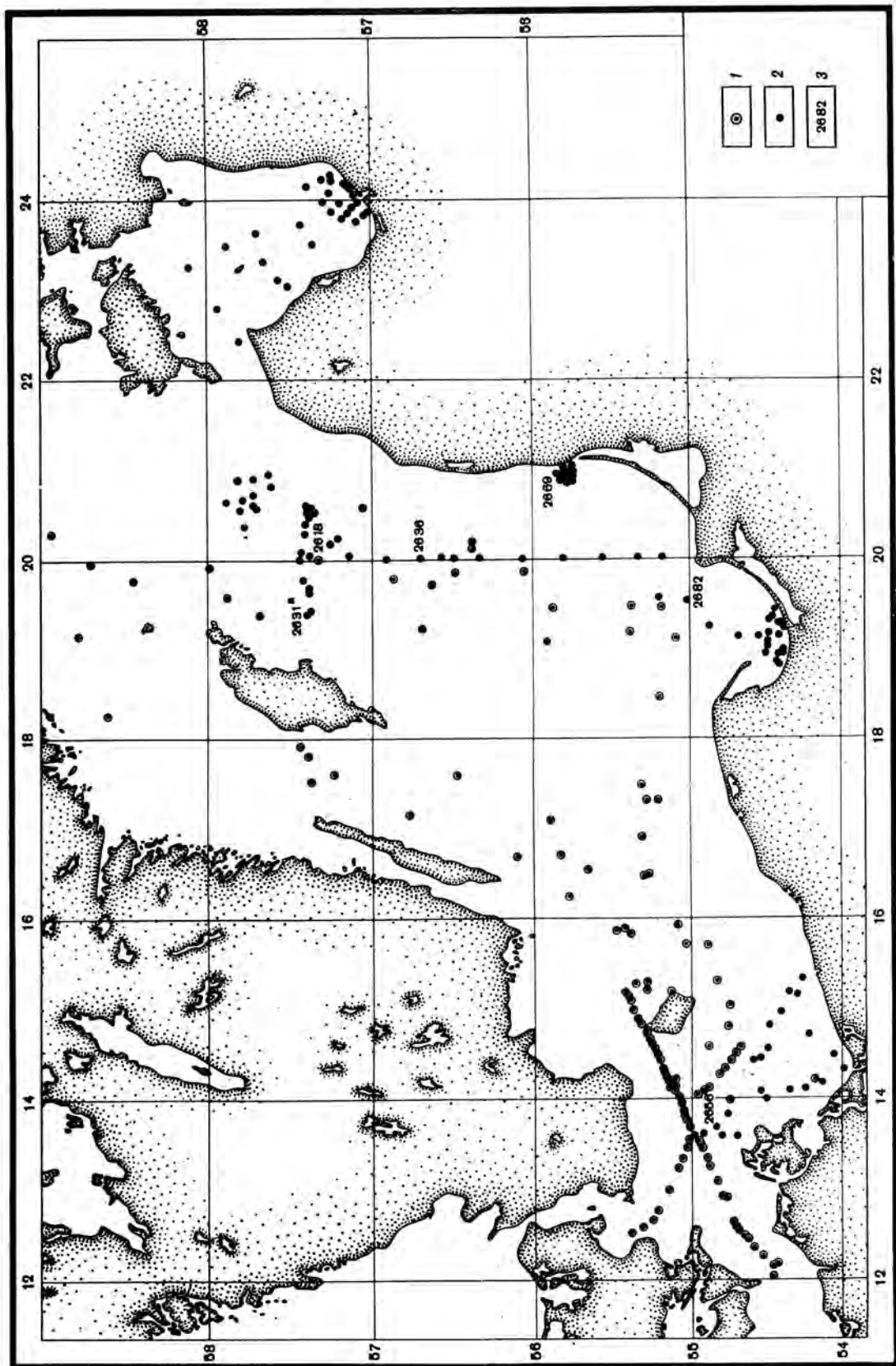
В состав всех выше перечисленных сообществ входят виды с карбонатной секреторной раковиной, но доминируют виды с песчаной агглютинированной раковиной (рис. 63, 64).

При более высоком содержании в осадках органического вещества порядка 3–5% и более и кислорода не менее 2 мл/л выделяется так много свободной углекислоты, что в этих условиях могут существовать только биоценозы видов с агглютинированной песчаной раковиной. Пример тому биоценоз *Reophax regularis*, распространенный на западном склоне Готландской котловины, на склонах Ландсортской котловины и в проливе между островами Эланд и Готланд (см. рис. 63).

У дна Борнхольмской, Гданьской, Готландской и Ландсортской котловин располагается кислородный минимум с содержанием кислорода в воде не более

Рис. 64. Сообщества бентосных фораминифер в современных осадках Балтийского моря (по преобладающей суммарной численности мертвых и живых особей)

1 — *Miliammina fusca*; 2 — *Elphidium excavatum*—*Miliammina fusca*; 3 — *Reophax regularis*—*Miliammina fusca*; 4 — *Cribrononion asklundi*; 5 — *Reophax regularis*—*Cribrononion asklundi*; 6 — *Elphidium excavatum*—*Reophax aduncus*; 7 — *Elphidium excavatum*—*Reophax regularis*—*Cribrononion asklundi*; 8 — *Astrammina sphaerica*; 9 — *Ammotium cassis*; 10 — *Verneuilinulla scabra*; 11 — *Elphidium excavatum*—*Elphidium incertum*; 12 — *Elphidium incertum*—*Elphidium excavatum*; 13 — *Reophax regularis*—*Elphidium incertum*; 14 — *Elphidium incertum*; 15 — *Elphidium incertum*—*Reophax regularis*; 16 — *Reophax regularis*—*Elphidium excavatum*; 17 — *Reophax regularis*; 18 — *Elphidium excavatum*—*Reophax regularis*; 19 — *Elphidium excavatum*; 20 — нет данных; 21 — фораминиферы не живут



1–2 мл/л. Содержание органического вещества в осадках этих котловин более 3–5%

Органическое вещество в подобных условиях слабо окисляется из-за недостатка кислорода, углекислоты выделяется меньше, чем в более мелководных районах. В связи с этим на дне котловин до глубины 240 м распространен биоценоз вида *Elphidium excavatum* с карбонатной секреторной раковиной, мало растворимой после отмирания. В помертвом сообществе доминирующим видом остается *Elphidium excavatum*, ему сопутствует в значительной численности *Reophax regularis*. На глубинах более 240 м на дне котловин, где кислорода в придонных водах менее 0,3–0,5 мл/л, в сообществе и биоценозе доминирует только *Elphidium excavatum* (рис. 64).

В центральных районах Рижского и Гданьского заливов, где в осадках накапливается много металлоорганических соединений, фораминиферы не живут.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФОРАМИНИФЕР В ТОЛЩЕ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для изучения распределения фораминифер в толще морских голоценовых осадков были использованы пробы из грунтовых трубок, собранных в рейсе 26А, нис "Академик Курчатов" на станциях 2609, 2618, 2631, 2636, 2639, 2656, 2669, 2682 (рис. 65).

В целях послойного изучения численности и видового состава фораминифер из всех колонок отложений отбирались образцы мощностью 5 см без пропусков. Сухая проба осадка взвешивалась и отмывалась через сито № 76, размер ячеек которого 0,05 мм. Все раковины фораминифер этим ситом задерживаются. В отмытке подсчитывалось количество раковин всех встреченных видов.

Все встреченные в колонках осадков виды фораминифер живут в Балтийском море и в настоящее время, за исключением вида *Ammonia batavus*.

Арконская котловина. Станция 2656. Колонка донных отложений длиной 460 см получена на южном склоне котловины с глубины 47 м. Бентосные фораминиферы встречены почти во всех пробах. Численность и видовой состав их весьма изменчивы (рис. 66).

В слое 250–460 см из нижней части колонки обнаружено четыре вида, относящихся к родам *Ammonia*, *Elphidium*, *Cribronion*. Во всех пробах из этого слоя преобладают раковины *Ammonia batavus*. Из сопутствующих видов глубже горизонта 380 см преобладает по численности раковин *Elphidium incertum*, а выше – *Cribronion asklundi*.

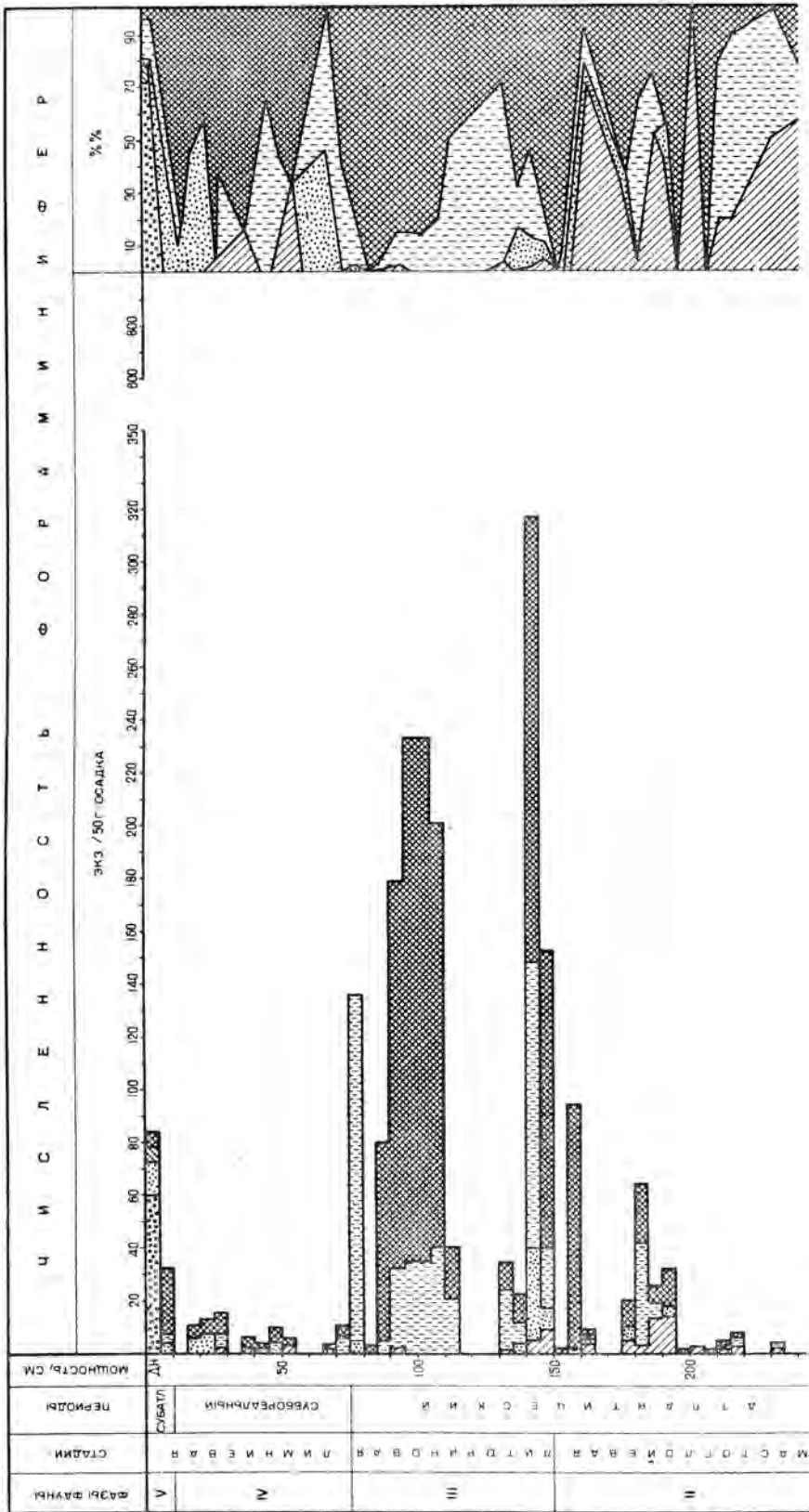
Массовое развитие вида рода *Ammonia* в сообществе фораминифер в это время в Арконской котловине указывает на лагунные условия – относительно настоящего времени более тепловодные и менее соленоводные. Арконский бассейн, видимо, был лагуной, не сообщавшейся с собственно Балтийским бассейном [Сайдова, 1975, 1976].

Отложения этого слоя с доминирующим видом *Ammonia batavus*, по нашим представлениям, относятся к бореальному периоду по новой схеме Блитта–Сернандера [Хотинский, 1977] или к позднему времени Анциловой стадии. В это время в Арконский бассейн, судя по составу фауны фораминифер, через Датские проливы поступали поверхностные малосоленые североморские воды. Раковины карбонатные родов аммония и эльфидиум несут на себе следы растворения. Это указывает на то, что в осадках накапливалось много органического вещества, при окислении которого выделялась углекислота, приводившая к частичному растворению раковин фораминифер.

Интенсивность поступления вод из Северного моря в Арконский бассейн

Рис. 65. Изученность современных и голоценовых фораминифер Балтийского моря

1 – станции зарубежных экспедиций; 2 – станции 26 А рейса нис "Академик Курчатов"; 3 – номера станций, на которых получены колонки осадков



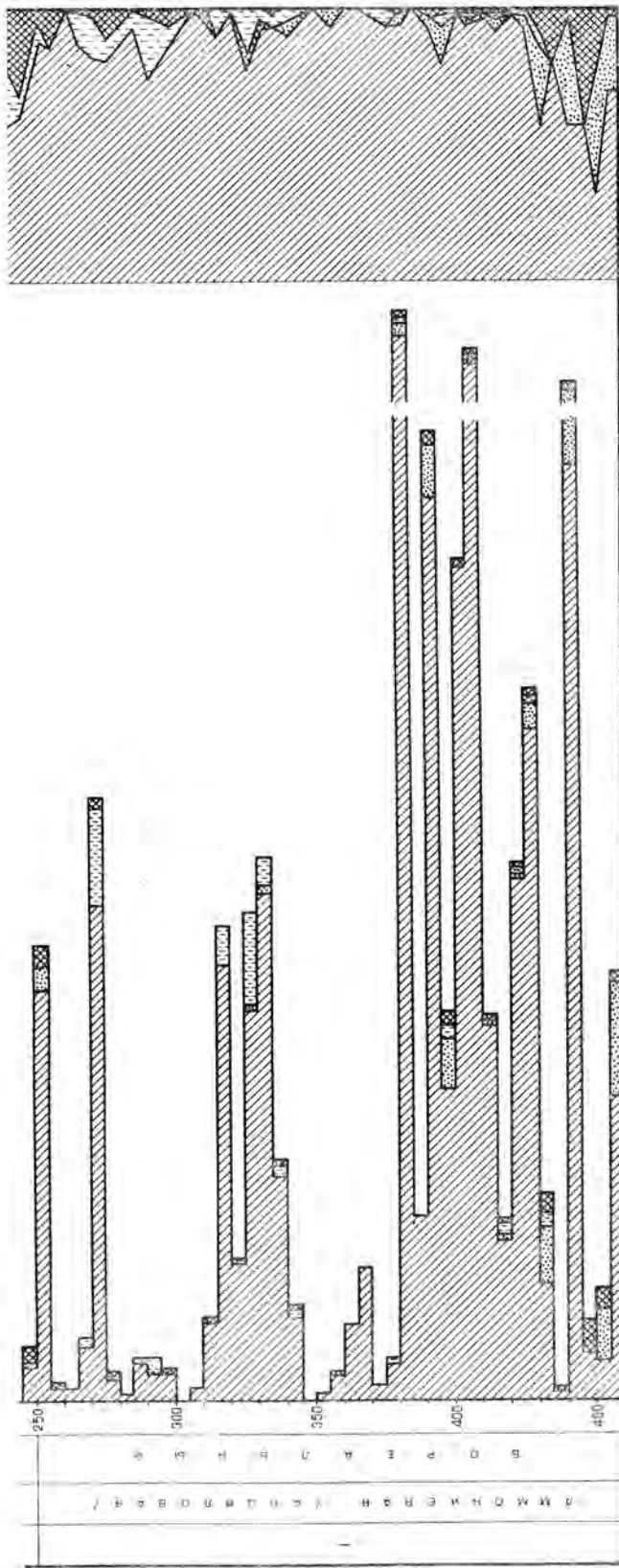


Рис. 66. Состав фауны фораминифер в отложениях голоцена в Архангельской котловине Балтийского моря (станция 2656)

1 — *Ammotium cassis*; 2 — *Reophax regularis*; 3 — *Elphidium incertum*; 4 — *Cribroponon askundi*; 5 — *Elphidium excavatum*; 6 — *Ammonia batavus*; 7 — *Miliammina fusca*

была непостоянной, на что указывает изменение численности фораминифер (рис. 66). За время накопления осадков с большим содержанием раковин рода аммония было не менее трех крупных подтоков вод из Северного моря. Наиболее интенсивными они были во время отложения слоя осадка горизонта 380–440 см. Численность фораминифер в них местами достигает 600–900 экз./50 г осадка. Интенсивность притока морских вод, по мнению Д.Д. Квасова, [1975], в Балтийский бассейн зависела от изостатического поднятия уровня океана.

Фауна фораминифер этого периода из слоя 250–460 см представляет первую фазу ее развития в Балтийском регионе.

В слое 150–250 см численность фораминифер уменьшается в нижней части слоя до единичных экземпляров, а выше горизонта 195 см возрастает до 30–90 экз./50 г осадка. В этом слое обнаружены те же виды, что и в нижележащих отложениях. До горизонта 195 см в слое преобладают раковины *Cribronion asklundi*, а выше доминируют то раковины *Ammonia batavus*, то *Elphidium excavatum*. Увеличение в этом слое численности *Elphidium excavatum* и снижение численности *Ammonia batavus* указывают на увеличение солености вод в Арконском бассейне. Возможно, это было связано с углублением проливов в Арконский бассейн из Северного моря и с открытием проливов в Борнхольмский бассейн, что привело к притоку глубинных соленых вод из Атлантического океана. Интенсивность поступления этих вод была невысокой, на что указывает низкая численность фораминифер.

Фауна фораминифер слоя 150–250 см позволяет отнести время накопления этого слоя к начальному этапу атлантического периода – к мастоглоевой стадии развития Арконского бассейна и представляет вторую фазу ее развития в этом бассейне.

В слое 75–150 см численность фораминифер возрастает, периодически достигая 200–300 экз./50 г осадка. В зонах повышенной численности фораминифер преобладают раковины *Elphidium excavatum*, а в зонах пониженной численности – *Cribronion asklundi*. Вид *Ammonia batavus* в этом слое представлен единичными экземплярами. В слое наблюдается два основных максимума численности фораминифер на горизонтах 140–150 и 90–110 см. Возникновение их связано с интенсивным поступлением более соленых подповерхностных североморских вод в Арконскую котловину. Видимо, это происходило в литориновое время (атлантический период). Соленость вод этого времени, судя по высокой численности *Elphidium excavatum*, была самой высокой за все время развития Арконского бассейна.

Фауна фораминифер этого времени представляет третью фазу ее развития в Балтийском бассейне.

В слое 10–75 см численность фораминифер снижается до единичных экземпляров. В нижней части слоя, где численность их низкая, доминируют раковины *Cribronion asklundi*, а в верхней части, где численность их несколько выше, преобладают раковины *Elphidium*. Снижение численности фораминифер в этом слое указывает на уменьшение притока североморских вод в это время, что могло быть связано с уменьшением глубины Датских проливов в суббореальный период (лимниевая стадия) развития Балтики.

Фауна фораминифер этого времени представляет четвертую фазу ее развития в Балтийском бассейне.

В слое 0–10 см численность фораминифер возрастает до 30–40 экз./50 г осадка. В этом слое доминируют раковины *Elphidium excavatum*, а в дочерпательной пробе в слое 0–10 см преобладают раковины *Ammonium cassis*. Раковины *Ammonia batavus* в слое 0–10 см колонки и дочерпательной пробы не обнаружены. Увеличение численности фораминифер в этом слое указывает на активизацию поступления вод из Северного моря в Арконскую котловину, что могло происходить в субатлантический период развития Балтики. Преобладание в поверхностном слое осадков раковин *Ammonium cassis*, которые сложены из агглютированного материала, указывает на формирование в это время в Арконской котловине более холодных придонных вод, чем в предыдущее время.

Фауна фораминифер этого времени представляет пятую фазу ее развития в Балтийском море.

Гданьская котловина. Станция 2682. Колонка донных отложений длиной 14 м получена на восточном склоне котловины с глубины 110 м. Пробы на фораминифер отбирались выше горизонта 340 см (каждые 10 см). В слое 320–350 см фораминиферы не обнаружены, что указывает на отсутствие в это время притока североморских вод в Гданьскую котловину. По литологическим признакам отложения ниже горизонта 320 см датируются как долиториновые (см. А.И. Блажчишин и В.К. Лукашев в наст. кн.). Видимо, это отложения бореального периода.

В слое 220–320 см появляются фораминиферы и численность их увеличивается от единичных экземпляров в низах слоя до 25 экз./50 г осадка в верхней части (рис. 67, см. вкладку). Во всех пробах в этом слое преобладают раковины *Elphidium excavatum*. Из сопутствующих встречен только *Cribronion asklundi*. Наибольшее количество фораминифер обнаружено на горизонте 230–240 см. Отложения этого слоя, судя по низкой численности фораминифер, относятся к начальной мастоглоевой стадии атлантического периода. В это время начался приток североморских вод в Гданьскую котловину, но он был незначительным вследствие малой глубины Датских проливов.

Фауна фораминифер этого времени представляет вторую фазу ее развития в Балтийском море.

В слое 80–220 см численность фораминифер резко возрастает и периодически достигает 60–325 экз./50 г осадка. В зонах наиболее высокой численности фораминифер доминируют раковины *Elphidium excavatum*, а в зонах пониженной численности – раковины *Cribronion asklundi*. В этом слое отмечается два основных максимума численности фораминифер: на горизонтах 200–220 и 90–100 см. Появление их связано с активным поступлением вод Северного моря через Датские и Борнхольмские проливы в связи с их углублением в литориновое время.

Фауна фораминифер этого времени представляет третью фазу ее развития в Балтийском море.

В слое 10–80 см численность фораминифер резко снижается до единичных экземпляров, они представлены только *Elphidium excavatum*. В верхней части слоя на горизонте 5–60 см фораминиферы не обнаружены, но встречено много остатков растительного детрита. Видимо, приток североморских вод в Гданьскую котловину в это время был ограничен, что могло быть связано с уменьшением глубин Датских проливов в суббореальный период (лимниевая стадия).

Фауна фораминифер этого времени представляет четвертую фазу ее развития в Балтийском море.

В слое 0–10 см численность фораминифер резко увеличивается до 40 экз./50 г осадка. Здесь обнаружено три вида фораминифер. Из них доминирует *Elphidium excavatum*, а из сопутствующих видов *Reophax regularis*. Увеличение численности фораминифер в этом слое указывает на более интенсивное поступление вод Северного моря в Гданьскую котловину, чем в суббореальное время. Это могло быть связано с углублением Датских проливов в субатлантический период.

Фауна фораминифер этого времени представляет пятую фазу ее развития в Балтийском море.

Готландская котловина. Станция 2636. Колонка донных отложений длиной 10 м получена на восточном склоне котловины с глубины 159 м. Пробы на фораминифер отбирались выше горизонта 230 см. В слое 110–230 см фораминиферы не обнаружены. По литологическим признакам отложения ниже горизонта 230 см относятся к долиториновым (см. А.И. Блажчишин и В.К. Лукашев в наст. кн.). Видимо, это отложения бореального периода. Отсутствие в них фораминифер свидетельствует о том, что североморские воды в это время не проникали в Готландскую котловину.

В слое 105–110 см появляются единичные раковины *Elphidium excavatum*. По нашему мнению, отложения этого слоя накапливались во время мастоглоевой стадии атлантического периода (рис. 68). Воды Северного моря только начали проникать в Готландскую котловину.

В слое 55–105 см численность фораминифер резко возрастает и периодически достигает 45–88 экз./50 г осадка. Во всех пробах, где численность

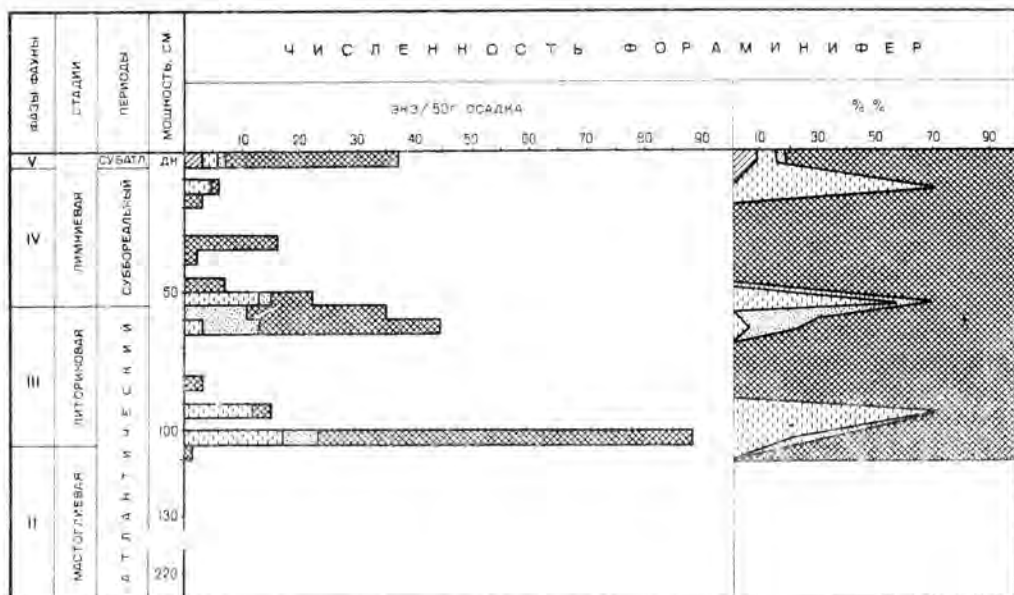


Рис. 68. Состав фауны фораминифер в отложениях голоцена восточного склона Готландской котловины Балтийского моря (станция 3636)

Условные обозначения см. на рис. 66

фораминифер высокая, доминируют раковины *Elphidium excavatum*, а где численность фораминифер низкая, — раковины *Cribronion asklundi*. В этом слое выделяется два количественных максимума фораминифер на горизонтах 100–105 и 60–65 см. Появление их связано с интенсивным притоком североморских вод в Готландскую котловину через западные проливы. Эти слои осадков следует отнести к литориновой стадии (атлантический период) развития Балтийского моря.

Фауна фораминифер этого времени представляет третью фазу ее развития в Балтийском бассейне.

В слое 5–55 см численность фораминифер снижается до 22 экз./50 г осадка и менее. В верхах и низах слоя доминируют раковины *Cribronion asklundi*, а в средней части — раковины *Elphidium excavatum*. Низкая численность фораминифер в этом слое указывает на слабый приток вод из Северного моря в Готландскую котловину из западных проливов. Осадки этого слоя можно отнести к суббореальному периоду развития Балтийского моря (лимниевая стадия).

Фауна фораминифер этого времени представляет четвертую фазу ее развития в Балтийском бассейне.

В слое 0–5 см численность фораминифер резко возрастает до 37 экз./50 г осадка. В сообществе доминируют раковины *Elphidium excavatum* и в значительном количестве встречены раковины *Reophax regularis*.

Увеличение численности фораминифер в этом слое говорит о более интенсивном, чем в суббореальный период, поступлении североморских вод в Готландскую котловину в связи с углублением западных проливов в субатлантический период.

Фауна фораминифер этого времени представляет пятую фазу ее развития в Балтийском море.

Станция 2618. Колонка донных отложений получена в центральной части Готландской котловины с глубины 238 м. Пробы на фораминифер отбирались выше горизонта 250 см. В слое 210–250 см фораминиферы не обнаружены. По литологическим признакам отложения ниже горизонта 320 см датируются как долиториновые (см. А.И. Блажчишин и В.К. Лукашев в наст. кн.), когда воды Северного моря не поступали в Готландскую котловину и фораминиферы в ней не могли существовать.

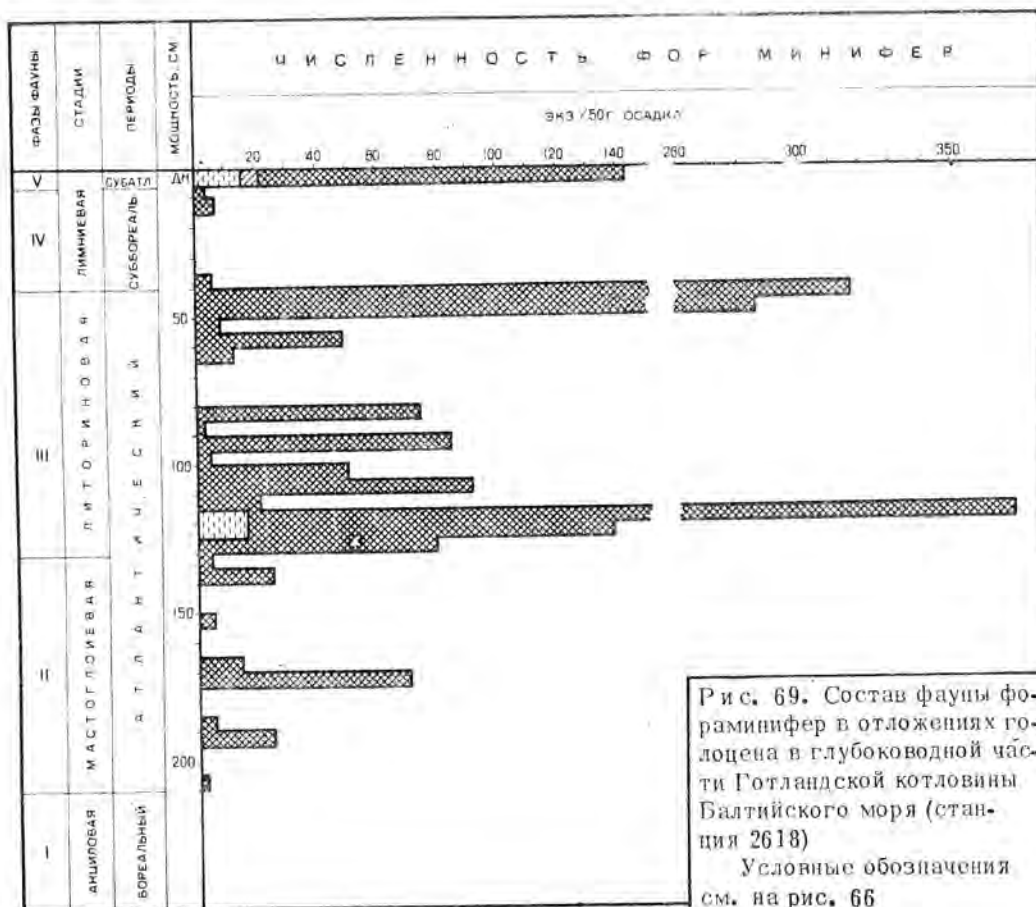


Рис. 69. Состав фауны фораминифер в отложениях голоцена в глубоководной части Готландской котловины Балтийского моря (станция 2618)

Условные обозначения см. на рис. 66

В слое 130–210 см фораминиферы появляются, но численность их незначительная и не превышает 70 экз./50 г осадка. Они представлены только *Elphidium excavatum* (рис. 69). Судя по низкой численности фораминифер отложения этого слоя относятся к мастоглойевой стадии атлантического периода, когда поступление североморских вод в Готландскую котловину было незначительным в связи с малой глубиной западных проливов.

Фауна фораминифер этого времени представляет вторую фазу ее развития в Балтийском бассейне.

В слое 40–130 см численность фораминифер резко возрастает и периодически достигает 320–370 экз./50 г осадка. Во всех пробах доминируют раковины только вида *Elphidium excavatum*. В этом слое выделяется два количественных максимума фораминифер: на горизонтах 125 и 40–50 см. Увеличение численности фораминифер в этом слое связано с интенсивным притоком вод из Северного моря в Готландскую котловину через западные проливы в литориновую стадию атлантического периода развития Балтийского моря.

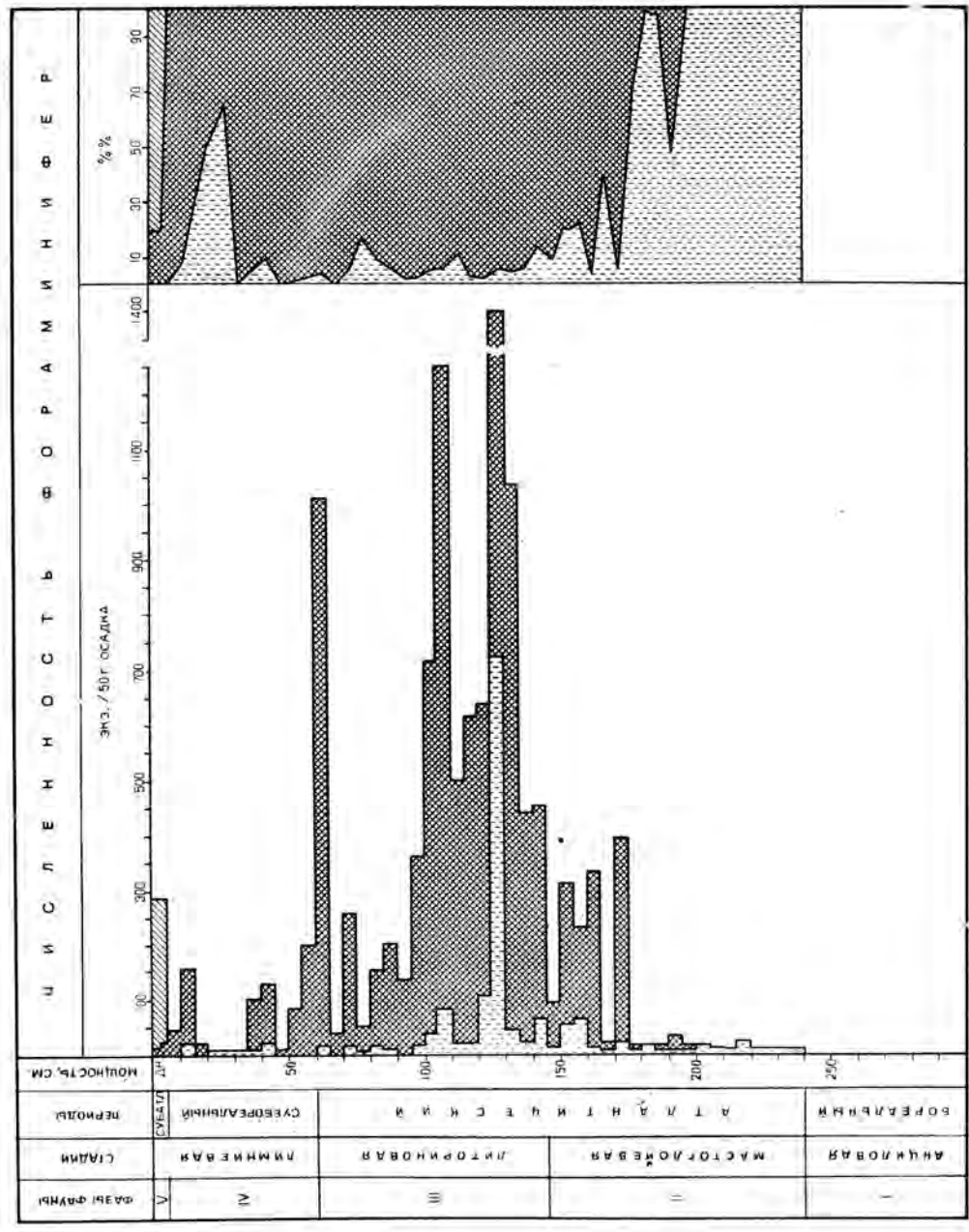
Фауна фораминифер этого времени представляет третью фазу ее развития в Балтийском бассейне.

В слое 5–40 см численность фораминифер резко снижается до единичных экземпляров. Они представлены только видом *Elphidium excavatum*; в средней части слоя они не встречены. Отложения этого слоя, судя по составу фораминифер, накапливались в суббореальный период (лимниевая стадия), когда воды Северного моря в Балтику почти не проникали из-за малых глубин западных проливов.

Фауна фораминифер этого времени представляет четвертую фазу ее развития в Балтийском море.

В слое 0–5 см численность фораминифер резко возрастает до 140 экз./50 г

Рис. 70. Состав фауны фораминифер в отложениях голлена на северо-западном склоне Готландского моря (станция 2631а)
Условные обозначения см. на рис. 66



осадка. Они представлены *Elphidium excavatum* и *Cribronion asklundi*, из которых доминирует первый. Увеличение численности фораминифер в этом слое указывает на более интенсивное поступление, чем в суббореальный период, северо-морских вод в Готландскую котловину в связи с углублением западных проливов в субатлантический период.

Фауна фораминифер этого времени представляет пятую фазу ее развития в Балтийском бассейне.

Станция 2631а. Колонка донных отложений длиной 10 м получена на северо-западном склоне Готландской котловины, западнее банки Клинте-Банк, с глубины 110 м. Пробы на фораминифер отбирались выше горизонта 505 см. В слое 240–505 см фораминиферы не обнаружены. По литологическим признакам отложения ниже горизонта 240 см относятся к долиториновым (см. А.И. Блажчишин и В.К. Лукашев в наст. кн.). Отсутствие фораминифер в этих отложениях говорит о том, что в это время воды Северного моря не поступали в Готландскую котловину.

В слое 145–240 см появляются фораминиферы, но численность их низкая. Вверх по разрезу она увеличивается от единичных экземпляров до 300–400 экз./50 г осадка (рис. 70). В нижней части слоя, где численность фораминифер низкая, доминируют в сообществе раковины *Cribronion asklundi*, а в верхней части, где численность более высокая, доминируют раковины *Elphidium excavatum*. Появление фораминифер в этом слое говорит о начале проникновения в этот район Готландской котловины североморских вод вследствие углубления западных проливов в начале атлантического периода (мастоглойевая стадия).

Фауна фораминифер этого времени представляет вторую фазу ее развития в Балтийском бассейне.

В слое 60–145 см численность фораминифер резко увеличивается и периодически достигает 1000–1400 экз./50 г осадка. В этом слое в сообществе доминируют раковины *Elphidium excavatum*. В зонах пониженной численности фораминифер в сообществе увеличивается относительная численность раковин *Cribronion asklundi*. В этом слое выделяется два количественных максимума численности фораминифер на горизонтах 100–140 и 60–65 см, появление которых определялось интенсивным поступлением вод Северного моря в Готландскую котловину через углубившиеся западные проливы в атлантический период, в литориновую стадию развития Балтики.

Фауна фораминифер этого времени представляет третью фазу ее развития в Балтийском бассейне.

В слое 5–60 см численность фораминифер резко снижается до менее 100 экз./50 г осадка. В нижней части слоя в сообществе фораминифер доминируют раковины *Elphidium excavatum*. Уменьшение численности фораминифер в этом слое указывает на ослабление притока североморских вод вследствие уменьшения глубин западных проливов в суббореальный период (лимниевая стадия).

Фауна фораминифер этого времени представляет четвертую фазу ее развития в Балтийском бассейне.

В слое 0–5 см численность фораминифер увеличивается до 285 экз./50 г осадка. В сообществе раковины доминируют *Reophax regularis*, а *Elphidium excavatum* встречается в значительно меньшем количестве. Увеличение численности фораминифер в этом слое свидетельствует об усилении притока вод из Северного моря в Готландскую котловину в субатлантический период.

Фауна фораминифер этого времени представляет пятую фазу ее развития в Балтийском бассейне.

Станция 2609. Колонка донных отложений длиной 760 см получена на северном склоне Готландской котловины между островами Сааремаа и Готланд с глубины 146 м. Пробы на фораминифер отбирались выше горизонта 260 см. В слое 230–260 см фораминиферы не обнаружены. По литологическим признакам отложения глубже 260 см относятся к долиториновым (см. А.И. Блажчишин и В.К. Лукашев в наст. кн.). Выше фораминиферы обнаружены только на горизонтах 225–230 и 0–1 см. В нижнем горизонте они представлены *Elphidium excavatum*, в верхнем – *Reophax regularis*.

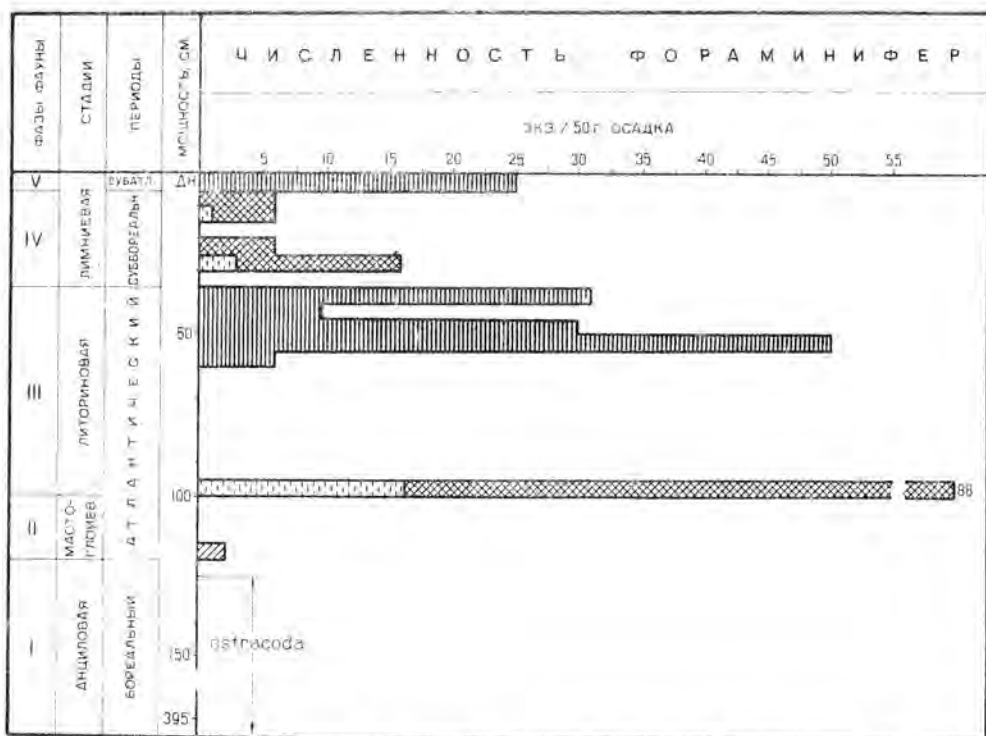


Рис. 71. Состав фауны фораминифер в отложениях голоцена у горла Куршского залива в Балтийском море (станция 2669)

Условные обозначения см. на рис. 66

Фауна нижнего горизонта появилась в этом районе, видимо, в наибольшую трансгрессию литоринового времени и представляет вторую фазу ее развития в Балтике. Фауна верхнего горизонта появилась в этом районе в субатлантический период и представляет пятую фазу ее развития.

Район горла Куршского залива. Станция 2669. Колонка донных отложений длиной 395 см получена немного южнее стока из Куршского залива с глубины 55 м. В слое 120-395 см фораминиферы не обнаружены, но в значительном количестве встречены остракоды. Выше горизонта 125 см остракоды не обнаружены. Осадки этого слоя, по нашему мнению, относятся к долиториновым.

В слое 100-120 см появляются фораминиферы. Они представлены единичными раковинами *Ammonia batavus*. Появление этого вида в этом районе побережья указывает на первое проникновение североморских вод, которое произошло в мастоглойевое время атлантического периода, в прибрежные районы. Это привело к некоторому осолонению вод и возможности развития здесь лагунной фауны (рис. 71).

В слое 35-100 см численность фораминифер резко возрастает до 50-88 экз./50 г осадка. На горизонте 95-100 см они представлены *Cribronion asklundi* и *Elphidium excavatum*. Последний вид здесь доминирует. На горизонте 35-60 см обнаружены только раковины *Miliammina fusca* - вида более холодоустойчивого по сравнению с остальными видами. Высокая численность фораминифер нижней и верхней частей этого слоя позволяет отнести его отложения к литориновой стадии атлантического периода. В начале этой стадии интенсивное проникновение североморских вод в прибрежные районы привело к осолонению их и развитию здесь эльфидиидовой фауны. К концу литоринового времени прибрежные воды начали опресняться и охлаждаться, что привело к развитию здесь милиамминовой фауны.

Фауна фораминифер этого времени представляет третью прибрежную фазу ее развития в Балтийском бассейне.

В слое 5–35 см численность фораминифер снижается до единичных экземпляров. В сообществе опять доминирует *Elphidium excavatum*. Это говорит о вторичном осолонении прибрежных вод, видимо, связанном с уменьшением берегового стока. Низкая численность фораминифер указывает на незначительный приток североморских вод в эти районы в суббореальный период.

Фауна фораминифер этого времени представляет четвертую фазу ее развития в Балтийском бассейне.

В слое 0–5 см численность фораминифер резко возрастает до 25 экз./50 г осадка. Они представлены только видом *Miliammina fusca*, что говорит о вторичном опреснении и охлаждении прибрежных вод. Опреснение вод, очевидно, связано с усилением берегового стока в субатлантический период.

Фауна фораминифер этого времени представляет пятую фазу ее развития в Балтийском бассейне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Первые бентосные фораминиферы в Балтийском бассейне появились в голоцене во время анциловой трансгрессии в Арконской котловине. Они представлены лагуниной фауной, в которой доминируют аммонии. Этот период развития Арконского бассейна можно назвать аммониевой стадией его развития. Арконский бассейн в это время представлял лагуну, сообщающуюся с Северным морем. Подобная фауна фораминифер в этом бассейне обнаружена в бореальных отложениях на стациях 2639 и 2655.

В центральную Балтику в бореальное время фораминиферы не проникали. Это было связано с отсутствием доступа морских вод в Балтийский водоем. По-видимому, высота Борнхольмских порогов в бореальное время была выше уровня океана.

В мастоглойевую стадию атлантического периода аммониевая фауна фораминифер в Арконской котловине постепенно замещается эльфидаминовой фауной, что указывает на продолжающееся осолонение этого бассейна [Саидова, 1975, 1976]. Эльфидаминовая фауна в этот период проникла и в центральный Балтийский бассейн. На склонах котловины Балтийского моря в фауне фораминифер в это время доминируют крибрононионы, а на дне котловины эльфидамины. Аммониевая фауна в это время тоже проникла в центральную Балтику, но смогла заселить только прибрежные малосоленые воды.

Эльфидаминовая и аммониевая фауны в мастоглойевую стадию в Балтийском море большого количественного развития не получили вследствие слабого притока североморских вод.

В литориновую стадию атлантического периода в Балтийском море массовое развитие получает эльфидаминовая фауна в связи с интенсивным проникновением вод Северного моря в Балтику. Это было следствием поднятия уровня океана. Соленость вод в Балтийском море в это время была выше, чем в другие периоды его развития.

В суббореальный период наступает регрессивная фаза развития эльфидаминовой фауны фораминифер. Численность ее резко снижается. Это было связано с уменьшением притока североморских вод в Балтийское море и падением солености его вод. Уменьшение солености балтийских вод в послелиториновое время отмечал и Х.Я. Кессел [1965]. Уменьшение притока вод из Северного моря в этот период в Балтийское море было связано с поднятием дна Датских проливов [Квасов, 1975].

В субатлантический период наблюдается снова развитие эльфидаминовой фауны в Балтийском море. Не меньшее развитие в это время получает и агглютинирующая фауна фораминифер астроризид, что указывает на более низкие температуры придонных вод, чем в предыдущие периоды морского голоцена. Увеличение численности всех фораминифер в этот период свидетельствует об усилении притока североморских вод в Балтику.

В конце атлантического и в субатлантический период в прибрежных районах Балтийского моря развивается миллиамминовая фауна фораминифер, что указывает как на опреснение, так и на охлаждение прибрежных вод в это время. Опреснение вод в это время могло быть связано с усилением берегового стока.

Начиная с атлантического периода и позже во впадинах Балтийского моря периодически возникали условия стагнации [Блажчишин, 1974]. На это указывают полурастворенные раковины карбонатных фораминифер в отложениях этого времени.

Развитие фауны фораминифер в голоцене в Балтийском море в основном зависело от притока североморских вод в Балтику.

ЛИТЕРАТУРА

- Блажчишин А.И.* Формирование осадочной толщи глубоководных впадин Балтийского моря в позднечетвертичное время. — В кн.: Позднечетвертичная история Балтийского и Черного морей. Ежегодник "Baltica", 1974, 5/Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова, Вильнюс: Минтис, с. 153—161.
- Блажчишин А.И.* Балтийское море как среда осадкообразования. — В кн.: Геология Балтийского моря/Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова, Вильнюс: Минтис, 1976, с. 131—140.
- Блажчишин А.И., Давыдова Н.Н., Квасов Д.Д., Хомутова В.И.* Спорово-пыльцевой и диатомовый анализ донных отложений Южной и Центральной Балтики. — В кн.: Позднечетвертичная история Балтийского и Черного морей. Ежегодник "Baltica", 1974, 5. Вильнюс: Минтис, с. 119—126.
- Геология Балтийского моря/Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова. Вильнюс: Моклас, 1976. 383 с./Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова.
- Давыдова Н.Н., Джиноридзе Р.Н., Квасов Д.Д.* и др. Новые данные по стратиграфии донных отложений Южной Балтики. — Ежегодник "Baltica", 1970, 4. Вильнюс: Минтис, с. 33—43.
- Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
- Кессел Х.Я.* История исследования лимниевой стадии Балтийского моря и стратиграфия лимниевой стадии в Эстонии. — В кн.: Ежегодник "Baltica", 1965, 2. Вильнюс: Минтис, 1965, с. 21—45.
- Кессел Х.Я., Давыдова Н.Н., Блажчишин А.И.* Пыльца и диатомовые из колонок глубоководных впадин Балтики. — Изв. АН ЭССР, Геология и химия, 1973, № 4, с. 345—354.
- Сандова Х.М.* Бентосные фораминиферы Тихого океана. М.: ИОАН СССР, 1975. 875 с.
- Сандова Х.М.* Бентосные фораминиферы Мирового океана. М.: Наука, 1976. 155 с.
- Серебрянный Л.Р.* Динамика покровного оледенения и гляциозвастазия в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1978. 269 с.
- Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 198 с.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В основу выделения литостратиграфических комплексов позднечетвертичных отложений Балтики положены следующие данные: а) известные представления о палеогеографии позднечетвертичных бассейнов; б) результаты биостратиграфического изучения отдельных опорных колонок; в) полевые и лабораторные литолого-геохимические материалы.

Позднечетвертичные палеобассейны отличались различными условиями седиментации: составом исходного материала и скоростью его накопления, глубиной и гидрологией, физико-химической обстановкой, развитием процессов диагенеза и другими факторами. Все эти факторы в той или иной степени отразились на облике осадков (цвет, текстура, физические свойства, характер включений и т.п.) и их составе (механическом, минеральном, химическом). Наиболее ярко различия в литолого-геохимическом составе осадков проявляются в непрерывных разрезах из глубоководных впадин. Корреляция колонок в периферийных частях впадин, где выпадают из разреза целые горизонты, выглядит неоднозначной. Для колонок из мелководных районов литостратиграфическое расчленение без микропалеонтологических исследований часто становится невозможным.

Необходимо отметить, что в последнее время возрастное расчленение глубоководных поздне-последледниковых отложений с помощью спорово-пыльцевого и диатомового анализов затруднялось отсутствием региональных стратотипов, поскольку микропалеонтологические спектры здесь значительно отличались осредненностью от спектров мелководных и береговых образований. Кроме того, в позднеледниковых отложениях пыльца и диатомовые обычно отсутствуют, даже в морских голоценовых осадках стагнированной зоны скелеты диатомей часто оказываются нацело растворенными. Разработка литостратиграфического метода [Блажчишин, 1975; Blazhchischin, 1976] способствовала выделению биостратотипов отложений глубоководной зоны Балтики. Метод позволяет при относительно небольшом числе опорных палеонтологически изученных колонок проводить широкую возрастную корреляцию разрезов из всех районов моря (рис. 72). Дальнейшее усовершенствование метода, накопление новых данных позволяют значительно расширить возможности его применения, в первую очередь для решения ряда вопросов палеогеографии.

В составе позднечетвертичного гляциоседиментационного цикла глубоководной зоны выделяются следующие литолого-стратиграфические (литогеохимические) комплексы (снизу вверх):

- I. Донная (основная) морена.
- II. Покровная (абляционная) морена.
- III. Макроленточные глины Балтийских приледниковых озер (12,7–11,8 тыс. лет назад).
- IV. Микроленточные и гомогенные глины Балтийского ледникового озера (11,8–10,2 тыс. лет назад).
- V. Гомогенные и пятнистые (сульфидные) глины Иольдиевого моря и Анцилового озера (10,2–7,8 тыс. лет назад).
- VI. Сапропелевидные и сапропелевые илы морского голоцена (Литоринное море и послелиторинные стадии Балтики, с 7,8 тыс. лет назад и доныне).

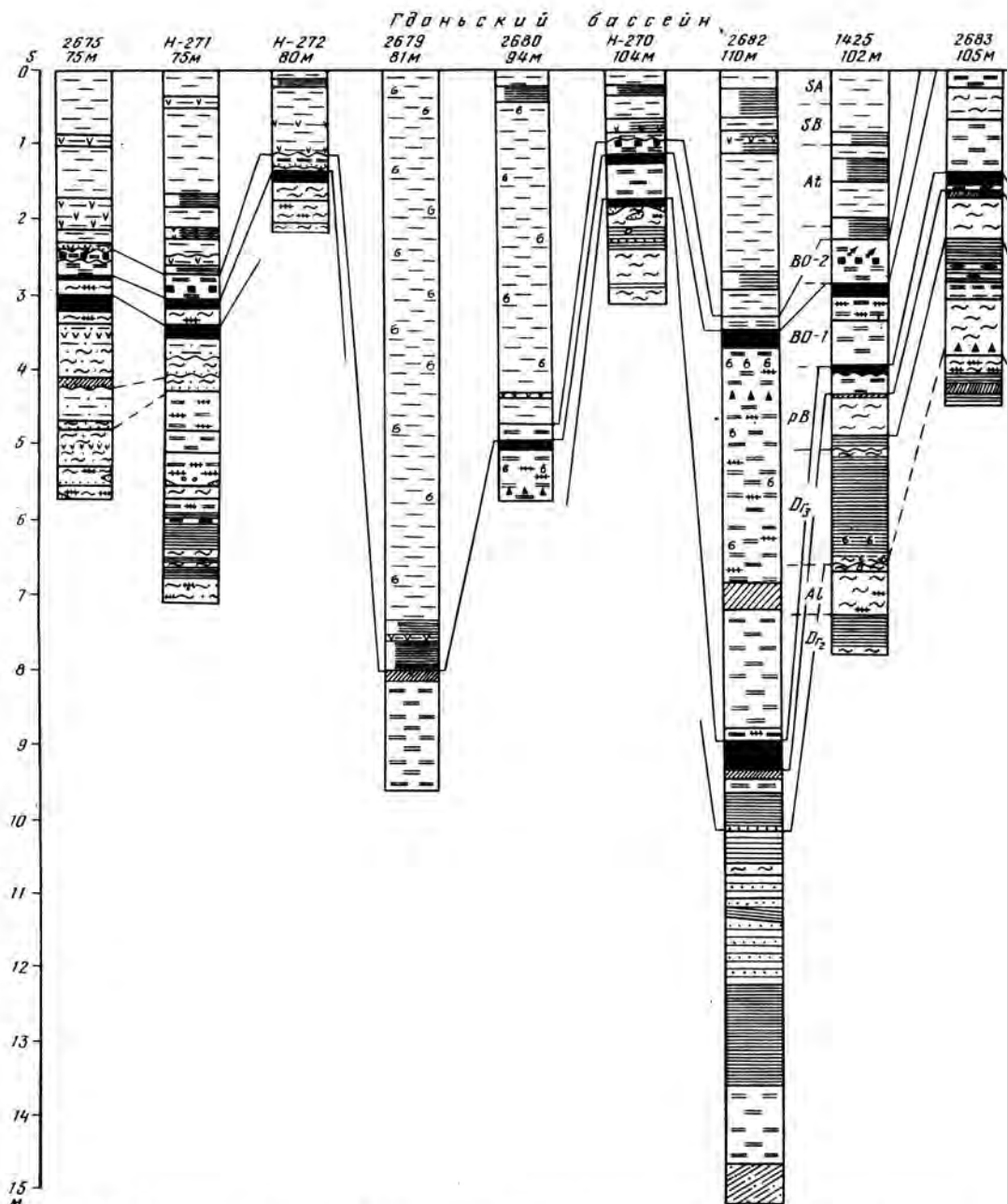
Характеристика комплексов приводится в табл. 33. Литология и условия формирования литостратиграфических комплексов подробно рассмотрены в отдельном разделе.

Для быстрого определения в судовых условиях границ литостратиграфических комплексов служат маркирующие горизонты, выделяющиеся при визуальном описании колонок. Основными маркирующими горизонтами позднечетвертичной толщи в глубоководной зоне являются:

- а) кровля основной морены последнего оледенения; легко устанавливается по резкому изменению плотности, состава и облика отложений;
- б) кровля макроленточных, обогащенных карбонатами глин – конец среднего дриаса; выделяется по изменению текстуры и карбонатности осадков;
- в) верхний гидротроилитовый горизонт на границе между ранним и поздним бореалом (климатические зоны по Посту);
- г) граница между пресноводными анциловыми глинами и морскими литориновыми илами; граница очень четкая по изменению окраски, текстуры, механического состава, плотности и других характеристик.

Кроме этих главных, выделяются и другие маркирующие горизонты, положение которых в разрезе неопределенное. Это прежде всего кровля покровной (абляционной) морены, которая развита не повсеместно, а также маломощный (<1 м) слой моренного суглинка в нижней толще ленточных глин.

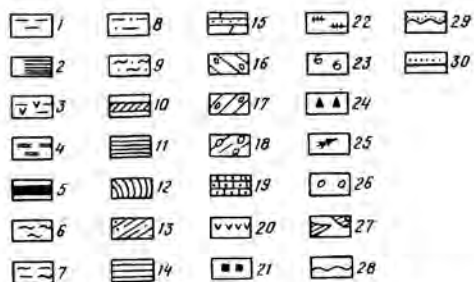
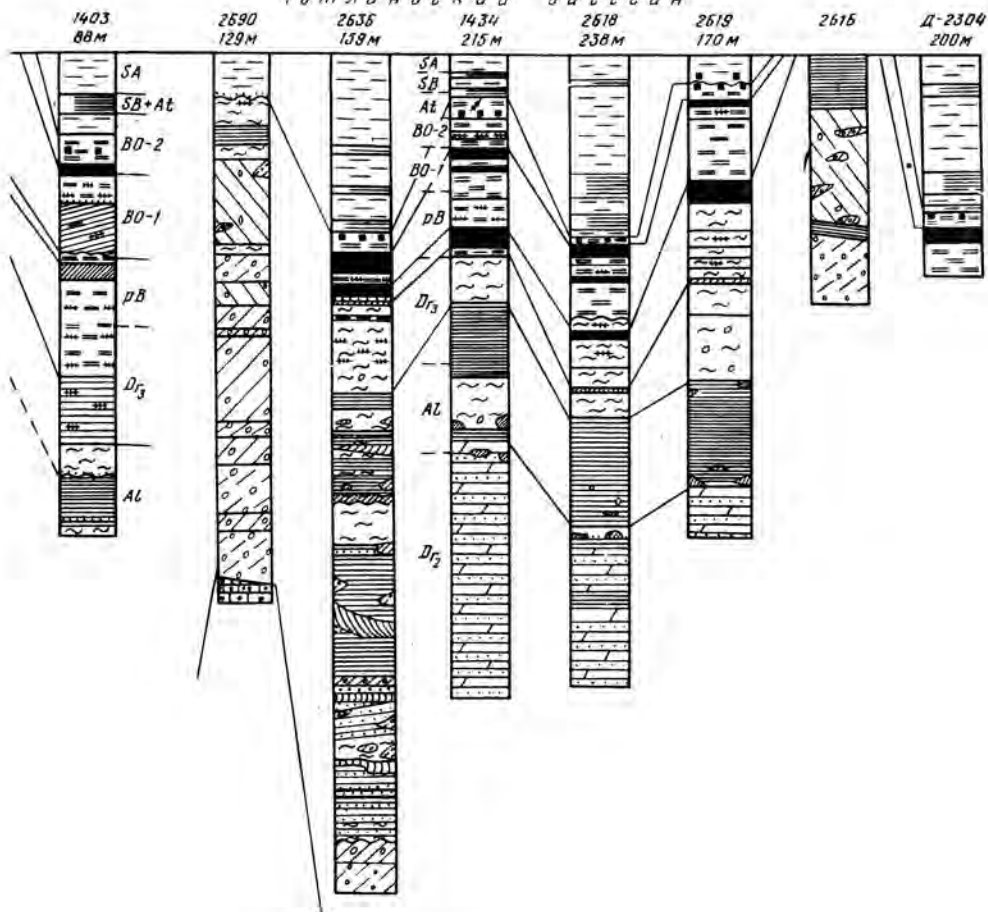
Покровные (мореноподобные) глины представлены в колонках станций 2616 и 2690 (рис. 72). В первой колонке покровная морена отделяется от основной морены прослоем ленточных глин, в другой мореноподобные глины переслаиваются с донной мореной. По-видимому, в данном случае покровные глины – межстадиальные образования вислинского оледенения. Прослой морены в колонке 2636 (горизонт 7,7 м), возможно, соотносится с окончанием межстадиала Фьерас (начало бёллинга). Необходимо отметить, что сведения о палеогеографии периода, непосредственно предшествующего бёллингу, для котловины Балтийского моря весьма отрывочны, а выводы дискуссионны [Möner et al., 1977].



Р и с. 72. Корреляция колонок на разрезах через Гданьскую и Готландскую впадины

1 – ил сапропелевидный; 2 – ил сапропелевидный, тонкополосчатый; 3 – ил заторфованный; 4 – глина серая, голубовато-серая; 5 – глина черная, гидротроилитовая; 6 – глина палевая, коричневая; 7 – глина палево-серая; 8 – алеврит; 9 – глина алевритовая; 10 – прослои темно-серой глины; 11 – глина микроренточная; 12 – глина с текстурами оползания; 13 – алеврит ленточный; 14 – глина ленточная; 15 – глина макроленточная, карбонатная; 16 – глина мореноподобная; 17 –

Готландский бассейн



суглинок моренный, серый; 18 – суглинок моренный, красно-бурый; 19 – девонский песчаник; 20 – торф; 21 – пирит; 22 – гидротроилит; 23 – ракушечный детрит; 24 – вивианит; 25 – кости рыб; 26 – гравий, галька; 27 – включения морены; 28 – поверхности несогласия; 29 – базальные границы; 30 – дренажные ленты. Климатические зоны по Посту; периоды: Dr_2 – средний дриас; Al – аллеред, Dr_3 – верхний дриас; pB – пребореал; BO-1, – нижний бореал; BO-2 – верхний бореал; At – атлантический, SB – суббореальный, SA – субатлантический

Таблица 33

Литолого-стратиграфические комплексы позднечетвертичных глубоководных отложений

№	Комплекс	Характеристика осадков				
		Обстановка седиментации	Текстура	Цвет	Плотность (в г/см ³)	Влажность (в %)
VI	Сапропелевидные илы (средний-верхний голоцен)	Морская, восстановительная	Гомогенная, пятнистая, тонкослоистая	Зеленовато-серый, темно-серый, черный	1,06-1,35	50-80
V	Глины Анцилового озера и Иольдиево-го моря (нижний голоцен)	Озерная, слабо восстановительная, окислительная	То же, колломорфная	Голубовато-серый, серый, с черными пятнами и прослоями	1,13-1,8	36-65
IV	Глины Балтийского ледникового озера	Озерная окислительная	Микролен-точная, гомогенная	Палевый, серый, коричневатый	1,18-1,8	30-55
III	Глины балтийских приледниковых водоемов	Озерно-ледниковая, подледная, окислительная	Ленточная	Серый, коричневатый	1,38-1,85	28-50
II	Покровная (абляционная) морена	Водно-ледниковая, окислительная		Серый, коричневатый, бурый	1,8-2,2	15-40
I	Донная (основная) морена	Ледниковая		То же	2,1-2,4	5-20

В кровле ленточных глин среднего дриаса во многих колонках наблюдаются линзы, гнезда моренного материала, вытаявшие из плавающих льдов или айсбергов. Этот горизонт, очевидно, соответствует началу мощного аллередского потепления, с которым связывается слияние отдельных приледниковых озер в единый бассейн - Балтийское ледниковое озеро [Квасов, 1975].

В толще нижнеголоценовых глин (V литостратиграфический комплекс), кроме верхнего гидротроилитового горизонта, выделяется еще один (иногда два) подобный слой, в котором преобладают сульфиды типа грейгита. По микропалеонтологическим данным в Готландской впадине этот горизонт приходится на ранний пребореал, в Гданьском и Борнхольмском бассейнах - на границу пребореал-бореал. Верхнеанциловые (ВО-2) слои хорошо отбиваются литологически, они располагаются над верхним гидротроилитовым горизонтом, отличаются колломорфной текстурой и содержат конкреции пирита.

В настоящее время становится очевидным, что литостратиграфические комплексы только в первом приближении могут считаться одновозрастными для всех районов Балтийского моря. Даже такая четкая граница, как рубеж между анциловыми и литориновыми осадками, не является стратиграфически синхронной.

Характеристика осадков				Содержание компонентов (в %)		
Коэффициент пористости	Магнитная восприимчивость (в ед. CGSM)	Механический состав	Аутигенные минералы	C _{орг}	CaCO ₃	Средняя скорость седиментации (в мм/год)
3,0-7,2	5-15	Алевриты, пелиты (фракция < 0,001 мм, до 20%)	Mn-карбонаты, кальцит, сидерит, фосфаты Fe, Mn; сульфиды Fe, Mn, барит, опал	2-12	0-5	0,1-0,3 (до 1-1,5)
2,9-4,8	10-30 (сульфидные прослой до 120)	Пелиты (фракция < 0,001 мм, 20-70%)	Гидротроилит, грейгит, пирит, вивианит, барит	0,5-2	0-5	0,5-1,5 (до 2-4)
2,6-3,8	22-26	Пелиты (фракция < 0,001 мм, 60-80%)	Гидротроилит, грейгит, вивианит	0,2-0,7	0-10	1-3
2,0-3,4	20-27	Пелиты (фракция < 0,001 мм, 50-70%)	Кальцит, барит	0,2-0,4	5-30	5-10
-	15-35	Глины, супеси	Кальцит, гидроокислы Fe, Mn	0,2-0,5	5-40	-
-	17-40	То же		0,2-0,5	5-50	-

В результате биостратиграфических исследований длинных колонок [Кабайлене и др., 1978; Блажчишин и др., 1979] выясняется, что граница между двумя верхними комплексами (V и VI) в Гданьской впадине (и в более западных районах?) датируется верхним бореалом (станции 1403, 1425, рис. 72), а в Готландском бассейне (станция 1434) - атлантикой. Если же брать крайние точки (Арконскую впадину, с одной стороны, Финский и Ботнический заливы - с другой), то разница в датировках начала литориновой трансгрессии может составить 1000 лет и более.

Сказанное выше в той или иной мере применимо и в отношении датировок других литостратиграфических границ. Уже отмечалось различное стратиграфическое положение в разных районах нижнего гидротроилитового слоя. Еще один наглядный пример относится к IV комплексу (БЛО). В центральной Балтике формирование микроленочных глин закончилось еще в середине позднего дриаса, тогда как в вершине Ботнического залива оно продолжалось вплоть до конца пребореала [Tulkki, 1977], т.е. закончилось примерно на 1200 лет позже.

Таким образом, применение литостратиграфического метода для возрастного расчленения и корреляции колонок имеет некоторые ограничения, обусловленные

неравномерным наступлением и деградацией ледника, несинхронностью трансгрессивно-регрессивных циклов поздне- послеледниковых бассейнов в различных районах Балтийской котловины. Наиболее надежно корреляция производится для отдельных впадин (бассейнов), для которых характерны определенные литостратотипы отложений.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Для оценки палеосолености в настоящее время используется ряд методов, в том числе применение в качестве геохимических индикаторов таких элементов, как В, V, Cr, Ga, Li, Sr и некоторые другие [Лукашев, 1972].

Наиболее общепризнанный индикатор солености – бор. Доказано, что глинистые минералы морских отложений содержат больше бора, чем пресноводные осадки. Содержание бора в поровых водах линейно связано с соленостью бассейна при постоянном отношении $B/Cl = 24 \cdot 10^{-5}$ [Frederickson, Reynolds, 1960]. В условиях Балтийского моря бор также может с успехом использоваться как палеогеологический индикатор. В донных осадках этот элемент кон-

Таблица 34

Содержание бора в верхнем слое голоценовых осадков (фракция < 0,001 мм) Балтийского моря [Лукашев и др., 1979]

Станция	Соленость придонных вод (в ‰)	Состав фракции (в ‰)						Концентрация, ч. н. м	
		Гидро-сплюда	Монт-морил-лонит	Каолинит	Хлорит	Верми-кулит	Смешан-нослой-ные ми-нералы	вало-вого бора	"экви-валент-ного" бора
Арконская впадина									
1458	18	55	5	25	3	5	Сл.	158	568
1466	16	50	5	25	Сл.	10	5	160	398
Борнхольмская впадина									
1469	16	60	-	25	Сл.	5	-	137	410
1475	16	55	Сл.	25	"	5	-	110	367
1477	12-14	60	-	30	"	-	Сл.	150	368
Гданьская впадина									
278	13-14	60	-	15	5	-	15	160	521
362	12-14	60	-	30	Сл.	-	-	160	467
65	12-14	45	20	15	3	-	15	123	394
1264	12-14	55	-	20	Сл.	20	-	120	356
276	12-14	70	-	20	-	-	-	110	297
266	12-13	65	Сл.	25	3	-	15	94	292
Готландская впадина									
1003	12-13	60	3	30	3	-	-	131	363
1000	12	60	5	25	5	-	-	110	299
783	12	65	10	20	3	-	-	93	282
Рижский залив									
1562	8	75	-	25	-	-	-	110	246
Северо-Балтийская впадина									
1541	10-12	70	Сл.	20	Сл.	-	5	134	287
1536	10-11	65	"	25	"	-	Сл.	103	227
1581	10	65	"	25	"	-	"	90	198
Ландсортская впадина									
1532	10	60	-	25	Сл.	-	10	91	190
1534	10	70	-	20	"	-	-	60	138
Эландская впадина									
1590	10-11	60	-	20	5	-	Сл.	68	163
356	10	60	-	30	3	-	-	70	127

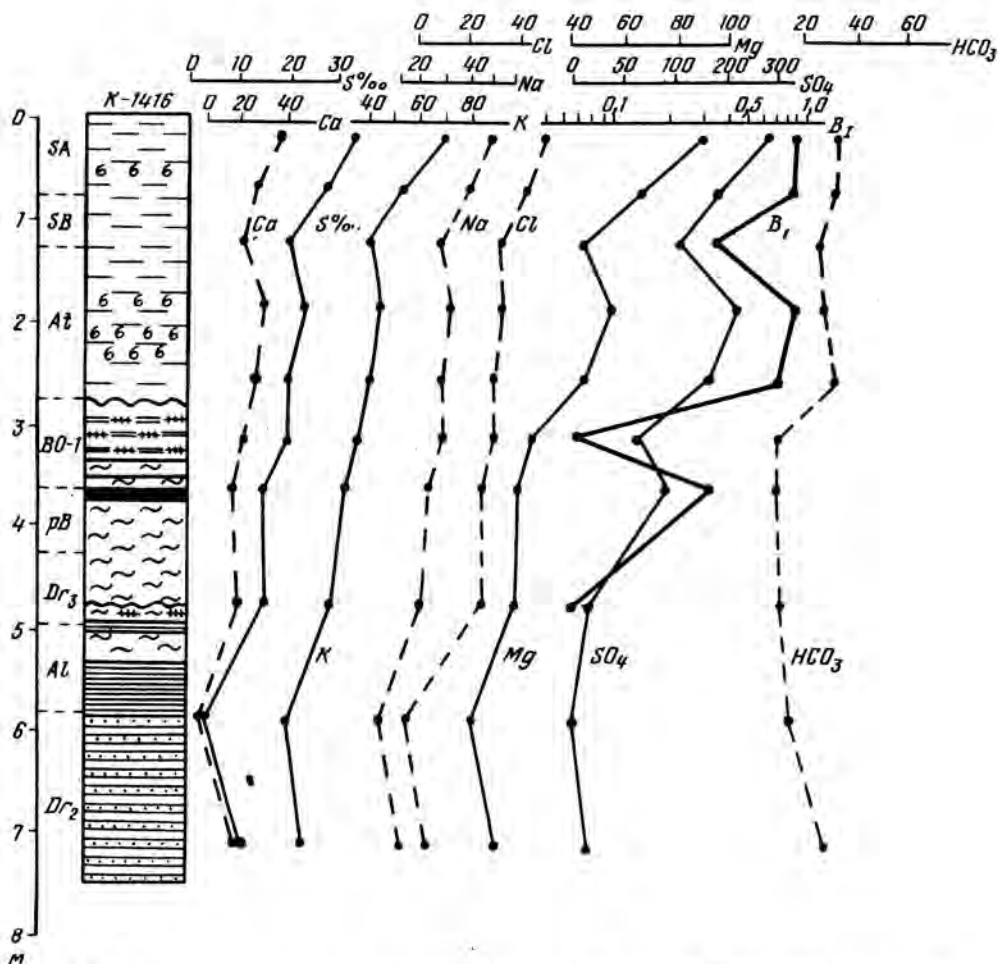


Рис. 73. Распределение компонентов солевого состава поровых вод в колонке осадков Борнхольмской впадины, мг/100 г (Na, Cl — мг · экв на 100 г)

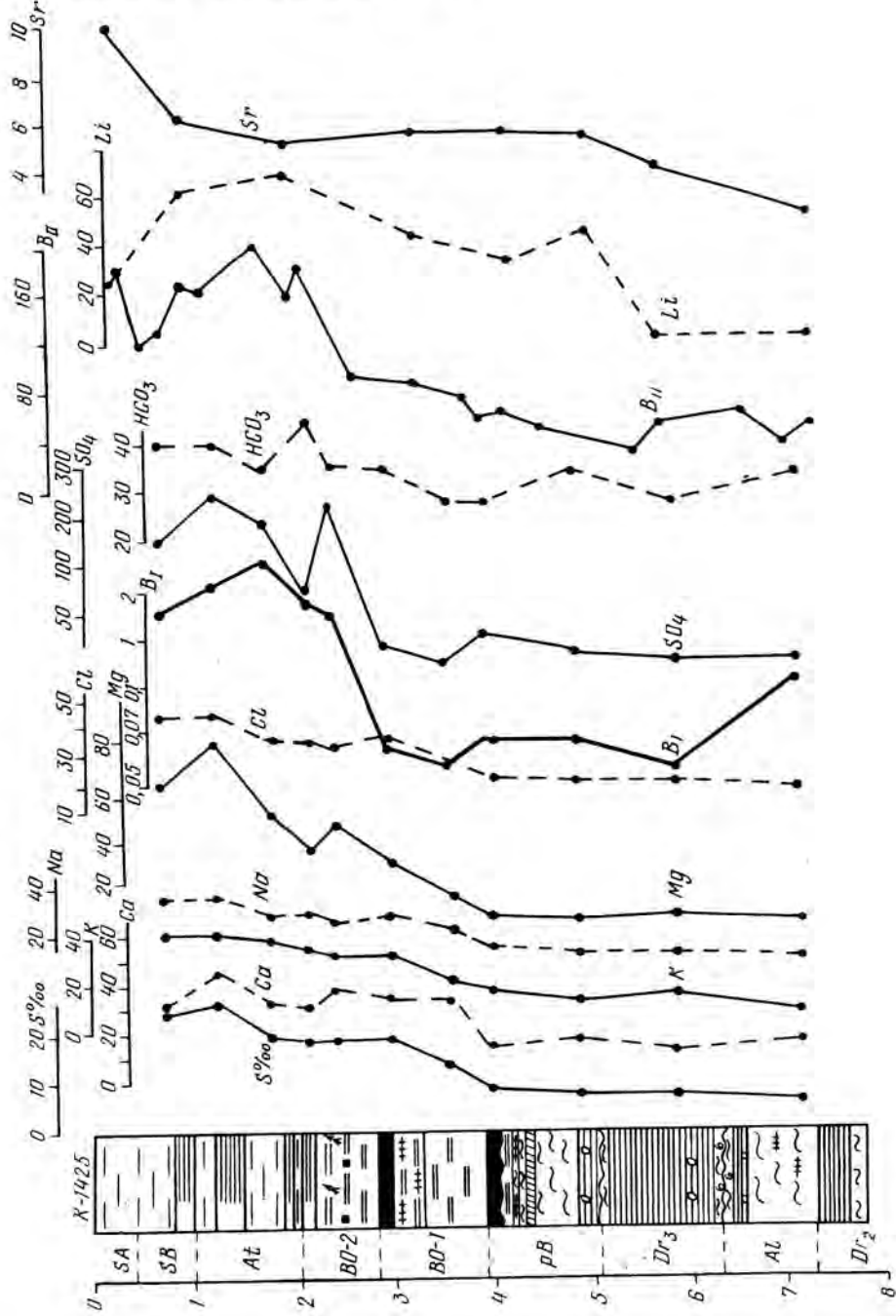
B_1 — адсорбированный "эквивалентный" бор, ч. н. м.

Условные обозначения см. на рис. 72

центрируется преимущественно в гидрослюде, содержание которой в глинистых фракциях составляет 50–80% [Блажчишин и др., 1977]. Для того чтобы по возможности учесть степень дисперсности осадков и содержание в них иллита для оценки палеосолености, применяется метод "эквивалентного бора" [Walker, Price, 1963]. Этот метод состоит в том, что содержание валового бора пересчитывается по отношению к K_2O , который можно считать показателем содержания гидрослюды.

Метод "эквивалентного бора" применен для оценки современных осадков Балтики по отношению к солености придонных вод [Лукашев и др., 1979]. Как видно из табл. 34, получено достаточно хорошее соответствие содержания "эквивалентного бора" и солености. Концентрация бора оказывается максимальной в районах с высокой соленостью (Арконская и Борнхольмская впадины), минимальной в районах с низкой соленостью (Эландская впадина, северная Балтика). Некоторый разброс значений обусловлен, видимо, резкими изменениями скоростей седиментации, что отражается на степени адсорбции бора глинистыми минералами. Интересно отметить, что значения "эквивалентного бора" очень хорошо траассируют схему течений: высокие значения характеризуют так называемое Южное входное течение, малые значения — Северное выходное течение, с которым сбрасывается избыток распресненных вод. Результаты изучения бора в поглощенном комплексе (из спиртово-водных вытяжек) позднечетвертичных

Рис. 74. Распределение состава породовых вод в колонке осадков из Гданьской впадины, мг/100 г (Na, Cl — мг • экв на 100 г, S — солёность, ‰; B_I — адсорбированный "эквивалентный" бор, ч. н. м. Валовые концентрации в осадках: "эквивалентный" бор — ВП и Sr — $\cdot 10^{-3}$, Li — $\cdot 10^{-4}$ %)
Условные обозначения см. на рис. 72



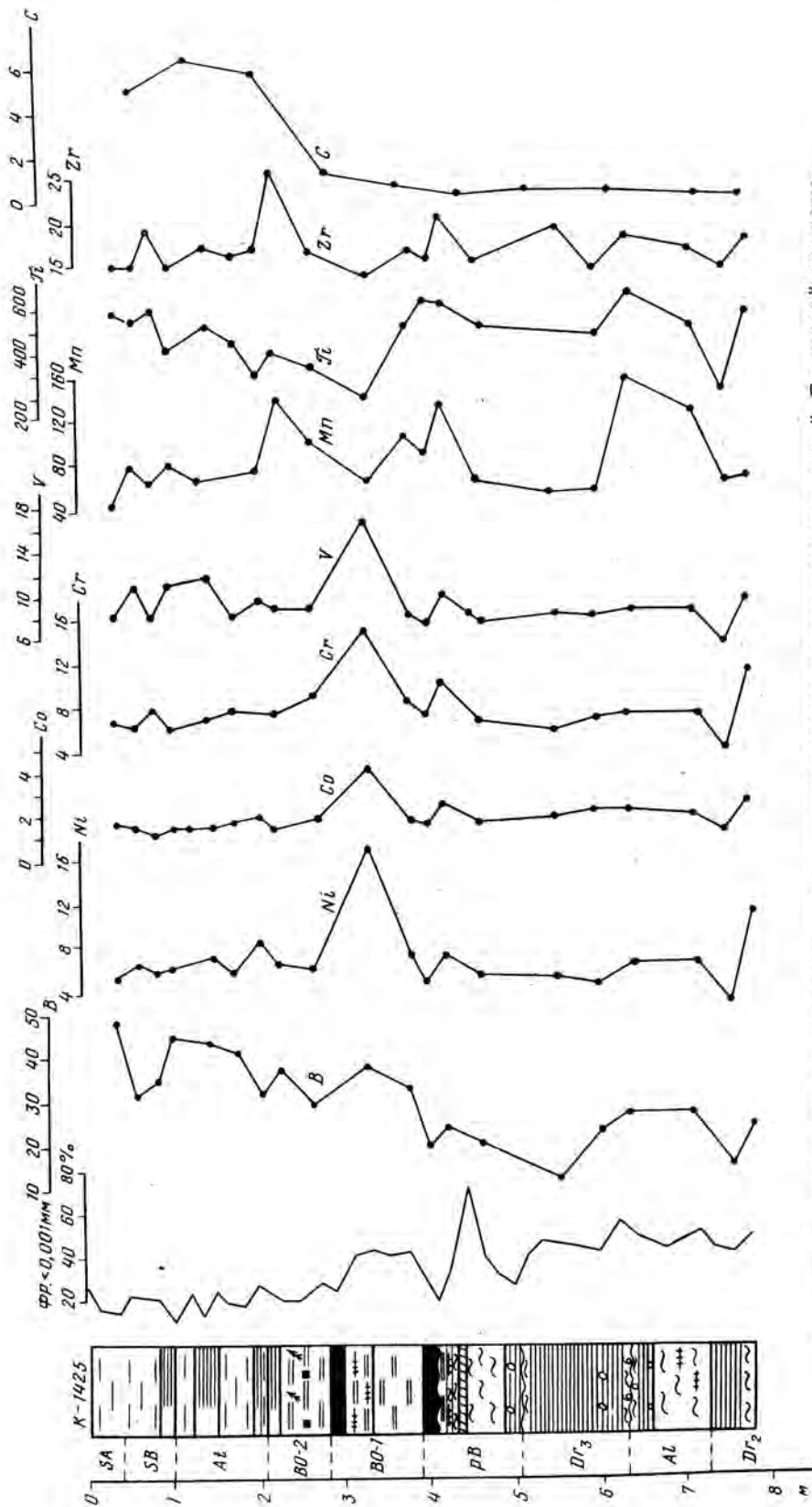
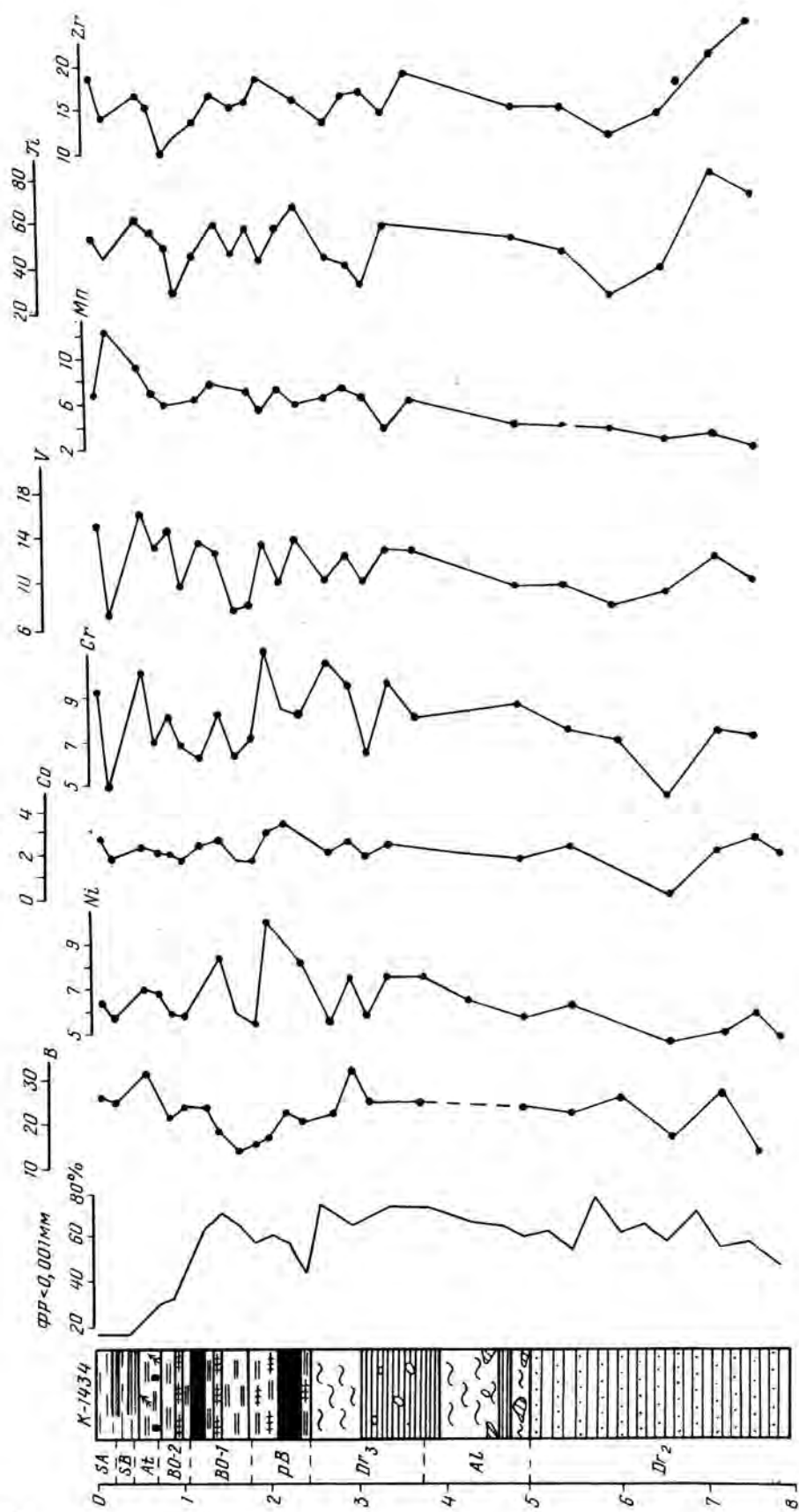


Рис. 75. Распределение микроэлементов в колонке позднечетвертичных отложений Гданьской впадины, $n \cdot 10^{-3}\%$ (фракция $< 0,001\text{ мм}$, $S_{\text{орг}} - \%$)



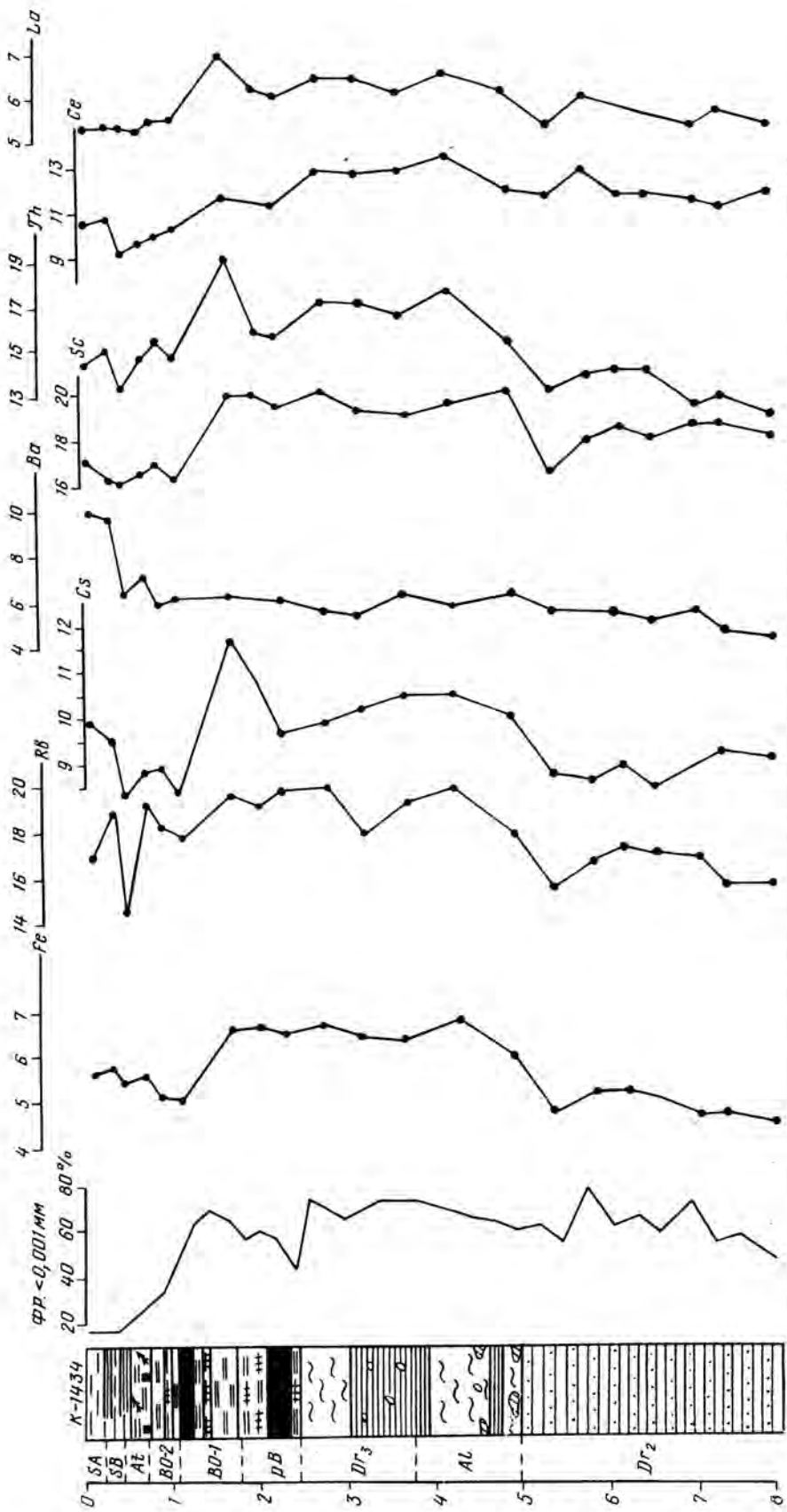


Рис. 76. Распределение микроэлементов в колонке позднечетвертичных отложений Готландской впадины (Fe — %, Ba, Mn — $\cdot 10^{-2}$ %, V, Ni, Co, Cr, V, Ti, Zr — $\cdot 10^{-3}$ %, остальные элементы — $\cdot 10^{-4}$ %)

Таблица 35

Средние содержания элементов в литостратиграфических комплексах Гданьской

Комплекс	Скорость седиментации (в мм/год)	Содержание фракции <0,01мм в %	%			n·10 ⁻³ , %		
			Fe	Ti	Mn	B	Zr	
VI { SA SB Ar	0,26	65	4,8	0,48	0,08	40	16	
V ^B -BO-2	1,5	70	4,9	0,38	0,13	34	22	
V ^B -BO-1	1,4	80	5,4	0,38	0,08	34	16	
V ^a -pB	1	88	5	0,63	0,1	22	18	
IV ^B -Dr ₃	1,4	86	4,3	0,51	0,06	18,5	17	
IV ^B -Al	0,8	88	6	0,56	0,12	23	18	
IV ^a -Dr ₂	1,4	85	5,6	0,26	0,07	16	15	
III-Bö(?)	-	90	-	0,60	0,075	26	18	

Таблица 36

Средние содержания элементов в литостратиграфических комплексах осадков Готланд

Комплекс	Скорость седиментации, мм/год	Содержание фракции <0,01 мм в %	%			n·10 ⁻³ , %			
			Fe	Ti	Mn	B	Ba	Zr	Rb
VI { SA SB Ar	0,1	75	5,6	0,52	0,092	28	87	16	17
V ^B -BO-2	0,7	83	5,3	0,47	0,065	24	64	12	18
V ^{a,6} { BO-1 pB	1	90	6,6	0,53	0,068	19	62	16	19,5
IV ^B -Dr ₃	1,4	95	6,5	0,43	0,06	26	59	15	19
IV ^a -Al	0,9	94	6,5	0,54	0,052	25	61	17	19
III ^B -Dr ₂	0,7	92	5,1	0,37	0,048	23	55	14	16,6
III ^a -Bö(?)	13	93	4,7	0,75	0,034	13,5	45	22	15,6

Примечание. Анализы для табл. 35 и 36 выполнены в Институте геохимии и геофизики АН БССР под руководством В.К. Лукашева, в лаборатории физико-геологических исследований ИОАН СССР (В.В. Гордеев) и во ВНИИМоргео (И.Д. Штраус).

отложений привели к важным палеогеографическим выводам. Как видно из рис. 73, 74, содержание бора резко снижается на границе атлантических и бореальных осадков и далее вниз продолжает уменьшаться. Но на этом фоне заметны отдельные увеличения концентрации бора, связанные, очевидно, с подтоком пресных вод в отдельные периоды позднеледниковья. Те же тенденции заметны и в распределении валового бора в колонках как в натуральном исчислении, так и особенно при пересчете на "эквивалентный бор" (рис. 73, 74). Выясняется в итоге, что в позднеледниковое время по крайней мере дважды (в среднем дриасе и аллереде) морские воды вторгались в Балтийскую котловину. В связи с мощным притоком пресных ледниковых вод эти вторжения не могли существенно изменить минерализацию в бассейне и, кроме того, они были кратковременными. Так, в среднем дриасе общая минерализация вод была повышена в основном за счет пересыщения их гидрокарбонатным ионом, в массовом количестве мобилизовавшимся при размыве карбонатных морен. Подток морских вод в этот период был несущественным.

Как следует из рис. 73, 74, информацию о палеогидрологии позднечетвертичных бассейнов содержат и данные по составу легкорастворимых солей поро-

впадины (ст. 1425, глубина 102 м)

$n \cdot 10^{-3}, \%$		$n \cdot 10^{-4}, \%$					
V	Zn	Cu	Ni	Co	Cr	Pb	Li
9,6	11,5	59	64	16	71	35	54
9,0	10,4	75	70	18	82	22	51
11,4	12,7	50	92	26	96	27	63
8,7	13	48	60	23	82	28	67
9,4	12	42	54	22	70	33	66
10	14,7	50	77	29	77	80	70
6	13,2	42	41	20	60	40	68
10	-	-	110	29	120	-	-

ской впадины (ст. 1434, глубина 215 м)

$n \cdot 10^{-3}, \%$		$n \cdot 10^{-4}, \%$								
V	Zn	Cu	Ni	Co	Cr	Cs	Th	Sc	Pb	Li
12,6	14,5	61	67	26	80	9,2	14,4	16,7	67	59
12,3	14,4	72	49	20	72	8,4	14,9	16,7	67	59
11,3	16,6	69	50	24	80	10,7	17,0	19,9	60	82
11,4	14,8	44	47	24	89	10,2	17,0	19,2	31	58
11,2	14,4	36	47	22	80	10,3	16,5	20	30	59
8,8	12,2	36	49	20	78	8,7	13,8	18	36	54
11	11,4	31	40,5	20	79	9,1	13,4	18,4	25	50

вых вод. Несмотря на диффузию ионов Cl и Na из верхних морских отложений, некоторую метаморфизацию поровых растворов, все же заметны и локальные, отличные от фона увеличения или уменьшения общей минерализации и концентрации отдельных ионов, соответствующие стадиям подтока соленых вод и стадиям полной опресненности бассейнов.

На рис. 75, 76, в табл. 35 представлены результаты детального геохимического изучения позднечетвертичных отложений, проведенного с целью выявления индикаторов среды осадконакопления. Хорошая биостратиграфическая и литостратиграфическая привязка колонок позволила охарактеризовать комплексы позднечетвертичной толщи средними концентрациями микроэлементов.

Выясняется, что индикаторами морской среды в условиях Балтики может быть ограниченный круг элементов. Это прежде всего бор и барий (а также марганец, молибден, ванадий и другие в осадках стагнированной зоны). Но даже бор по валовым концентрациям не дает правильного представления об изменении солёности; требуется, как уже отмечалось, перерасчет его на "эквивалентный бор". Очевидно, что для использования других элементов в качестве индикаторов среды также требуются свои "эквиваленты", которые учитывали бы

степень дисперсности осадков и скорости седиментации. Ввиду того что пресноводные отложения Анчилового озера и более древних водоемов более дисперсные, чем морские голоценовые илы, они в целом и больше обогащены микроэлементами. Так, максимальные содержания Cu, Rb, Zr, Cs, Cr, Th, Sc, Li в Готландской впадине, Ti, Zr, V, Cu, Ni в Гданьском бассейне приходятся на отложения бореала и пребореала. Судя по высоким концентрациям железа в этих комплексах осадков, многие микроэлементы связаны здесь с сульфидами.

Указания на то, что Cs, Cr – индикаторы пресноводных отложений [см. обзор В.К. Лукашева, 1972], как будто частично обоснованы на примере колонок 1425 и 1434 (рис. 75, 76). С Cs хорошо коррелируются Th, Sc, Rb.

Если данные, приведенные в табл. 35, 36, пока трудно использовать (за исключением бора) в качестве палеогеографических индикаторов, то для расчленения толщи позднечетвертичных отложений это можно делать с большим успехом. Отдельные литостратиграфические комплексы и даже более дробные подразделения хорошо разделяются по содержанию многих элементов. Так, высокими содержаниями Cu отличаются верхнеанциловые осадки, в Гданьской впадине последние также обогащены Mn. Для пребореальных и бореальных отложений характерны заметные концентрации Fe, Ti (pB), Zr, Li, Cr. Осадки аллерада обогащены Fe, Ti, B, Ba, в Гданьской впадине, – кроме того, Li и Mn. Хорошо отбивается в Готландской впадине граница BO-2/BO-1 по Fe, B, Zr, Rb, V, Zr, Co, Cs, Th, Sc, Pb, в Гданьском бассейне – по Zr, V, Zr, Cu, Ni, Co, Cr, Li. Также четко выражена граница между Dг₂ и Al. Другие границы выделяются по меньшему набору элементов.

Интересно, что только по микроэлементам удалось выделить в составе комплекса III (ленточные глины) нижнюю пачку, которая обогащена в Готландской впадине Ti, Zr, V, а в Гданьском заливе Ti, B, V, Ni, Co, Cr. В Готландской впадине большой по мощности III литостратиграфический комплекс условно был отнесен к Dг₂, так как не содержит палеонтологических остатков. В колонке со станции 1425 самый нижний горизонт характеризовался спектром межстадиального типа. Возможно, оба эти горизонта относятся к бёллинговскому межстадиалу. Таким образом, геохимические данные можно использовать для возрастного расчленения толщи. При массовых экспрессных анализах метод геохимической стратиграфии может оказаться более продуктивным.

ЛИТЕРАТУРА

- Блажчишин А.И.* Применение литолого-геохимических методов для целей стратиграфии позднечетвертичных отложений Балтийского моря. – Информ. бюл. координац. центра стран – членов СЭВ. М., 1975, № 3.
- Блажчишин А.И., Давыдова Н.Н., Кессел Х.Я.* Пыльца и диатомовые в колонках из глубоководной части Балтики. – Изв. АН ЭССР. Геология, 1979, т. 28, № 4.
- Блажчишин А.И., Ратеев М.А., Хейров М.Б.* Глинистые минералы и их локализация в верхнем слое современных осадков Балтийского моря. – В кн.: Ежегодник "Baltica". Вильнюс: Моклас, 1977, № 6.
- Кабайлене М., Кондрашене О., Лукошевичус Л.С.* и др. Палеоботаническая и литологическая характеристика позднечетвертичных отложений глубоководных впадин Балтики. – Труды АН ЛитССР. Сер. Б, химия, техника, физ. география, 1978, т. 6 (109).
- Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975.
- Лукашев В.К.* Геохимические индикаторы процессов гипергенеза и осадкообразования. Минск: Наука и техника, 1972.
- Лукашев В.К., Блажчишин А.И., Дербинский И.А.* Отражение условий солености в составе современных осадков Балтийского моря на примере бора. – Изв. АН БССР. Сер. хим. наук, 1979, № 2.
- Blazhchischin A.I.* Zur Stratigraphie spätquarter Bodenablagerungen in der mittleren Ostsee. – Beiträge zur Meereskunde, 1976, N. 38. Berlin.
- Frederickson A.F., Reynolds R.C.* Clay and clay minerals. – Proc. Pergamon Press, 1960.
- Mörner N.-A., Floden T., Beskow B.* et al. Late Weichselian deglaciation of the Baltic. "Baltica", 6, Vilnius, 1977.
- Tulkki P.* The bottom of the Bothnian Bay. Merentutkimuslait. Julk. Havsforskningsinst. Skr., 1977, N 241.
- Walker C.T., Price N.B.* Departure curves for computing palaeosalinities from boron in illites and shales. – Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 1963, Np. 47.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава I	
ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ВОДОЕМЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ	5
Геоморфология и физико-географические условия Балтийского моря (В.М. Литвин)	5
Литология и стратиграфия Прибалтики (А.И. Гайгалас)	21
Гидрогеология субмаринной части Прибалтийского артезианского бассейна (В.И. Подкапис, Р.В. Мокрих)	35
Глава II	
БИОС ВОДОЕМА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ И ЕГО ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ	45
Первичная продукция и хлорофилл в Балтийском море летом 1978 г. (О.И. Кобленц-Мишке, Б.В. Коновалов)	45
Сезонные изменения фитопланктона Балтийского моря (В.В. Зернова)	64
Летний ихтиопланктон Балтийского моря (Т.А. Шиланова)	73
Глава III	
ЛИТОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ОСАДКОВ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ	79
Водная взвесь (Е.М. Емельянов, В.Л. Струх)	79
Литолого-геохимические районы и провинции Балтийского моря (Е.М. Емельянов)	106
Литолого-геохимическая провинция Рижского залива (Е.М. Емельянов, В.В. Гордеев, Н.А. Джумайло, Н.В. Катаркин)	108
Литолого-геохимическая провинция Гданьского бассейна (Э.С. Тримонис)	127
Алюмосиликатный карбонатно-марганцовистый литолого-геохимический район Гот- ландской и Ландсортской владия (Е.М. Емельянов)	136
Минеральный состав позднечетвертичных осадков Балтийского моря по данным рентгендифрактометрического анализа (Е.М. Емельянов, Э.С. Тримонис)	180
Силицитный (кварцевый) литолого-геохимический район (Клайпедский полигон) (Е.М. Емельянов)	188
Основной солевой состав иловых вод Балтийского моря (О.В. Шишкина, Г.А. Павлова, А.Б. Исеева, А.Н. Шевченко)	191
Микроэлементы в иловых водах Балтийского моря (О.В. Шишкина, В.В. Гордеев, А.И. Блажчишин, А.Ю. Митропольский)	207
Современные биоценозы бентосных фораминифер, стратиграфия и палеогеография голоцена Балтийского моря по фораминиферам (Х.М. Саидова)	215
Литолого-стратиграфические комплексы позднечетвертичных отложений (А.И. Блаж- чишин, В.К. Лукашев)	232

С
Н
Н
Э
Г
О
Э

Э
Н

В
х
У
П
С
Д
Р
Г
У
Б
С
Е

Л
Е
Е
С
С
Л
С
Л
Р

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ

*Утверждено к печати
Институтом океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР*

Редактор издательства *Л.В. Миракова*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Н.А. Посканная*
Корректоры *З.Д. Алексеева, О.А. Разуменко*

ИБ № 21338

Подписано к печати 24.06.81. Т-09045
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 21,7+0,8 вкл. Уч.-изд.л. 25,1
Тираж 750 экз. Тип. зак. 312
Цена 3р. 60к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

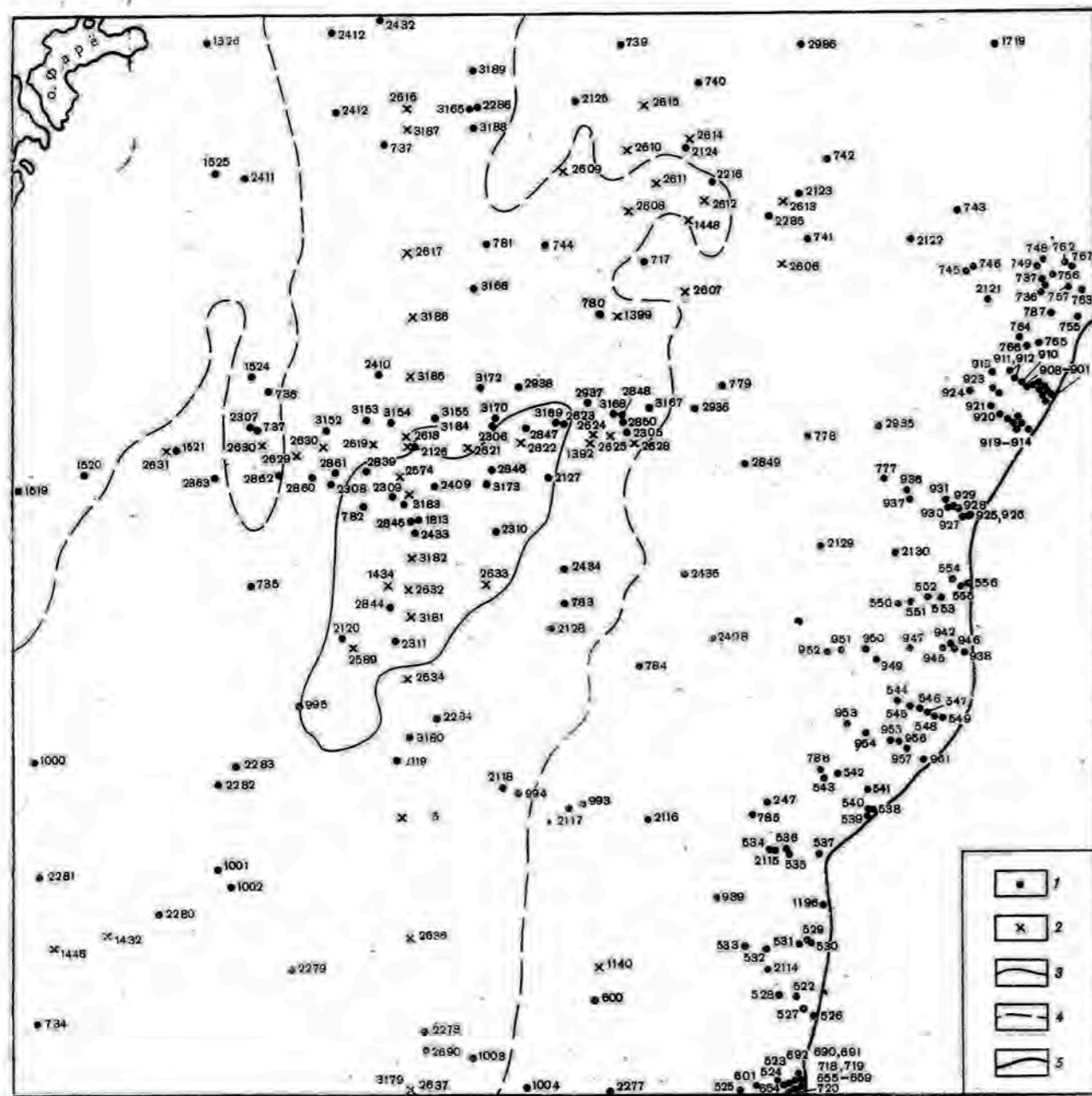


Рис. 40. Схема расположения геологических станций во впадине Готланд
 1 — станции и/с "Профессор Добрынин"; 2 — то же, нис "Академик Курчатов"; 3 — контур наиболее глубоководного участка Готландской впадины (примерно 200–250 м); 4 — ориентировочное положение изобаты 100 м; 5 — литолого-геохимические разрезы

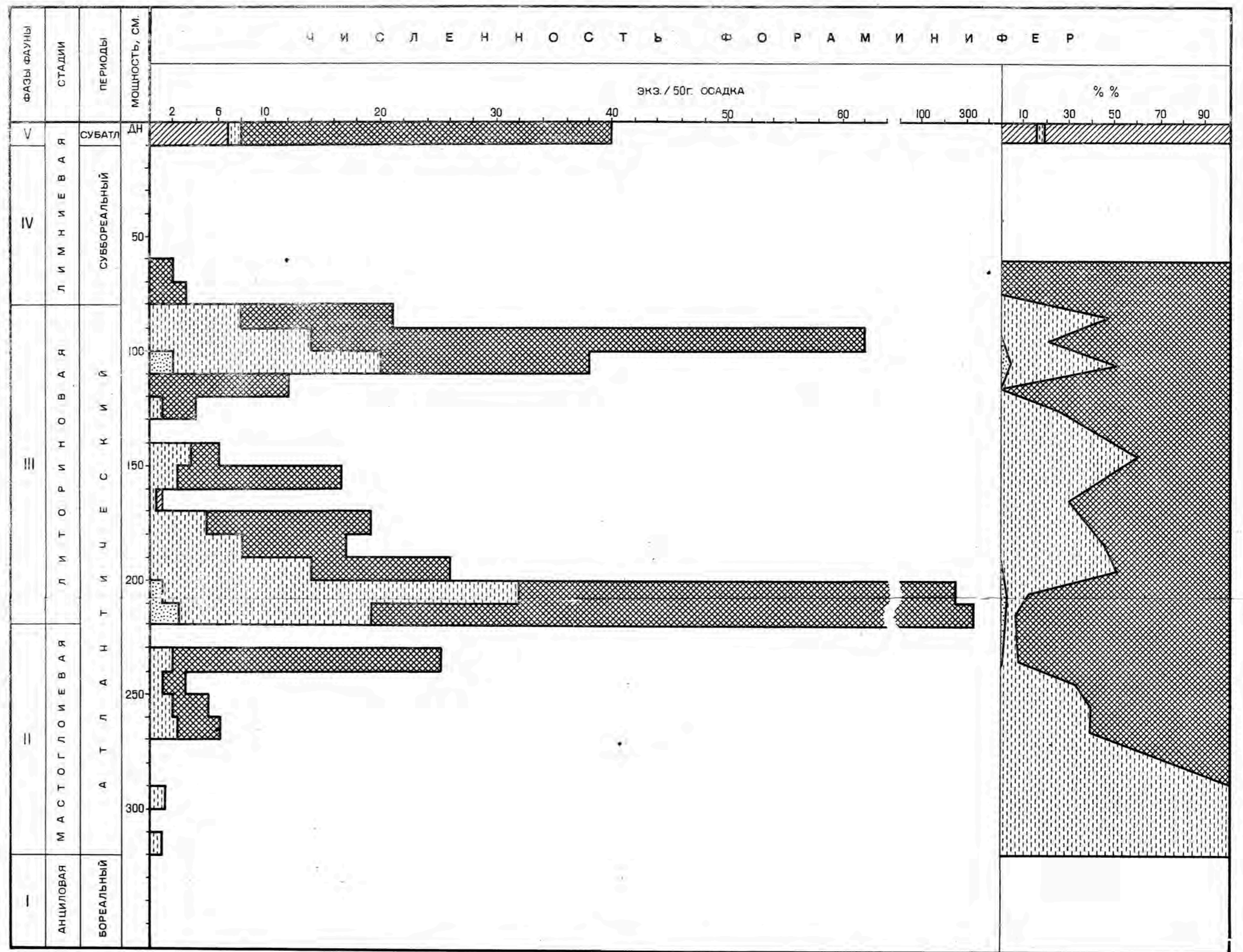


Рис. 67. Состав фауны фораминифер в отложениях голоцена в Гданьской котловине Балтийского моря (станция 2682)
 Условные обозначения см. на рис. 66

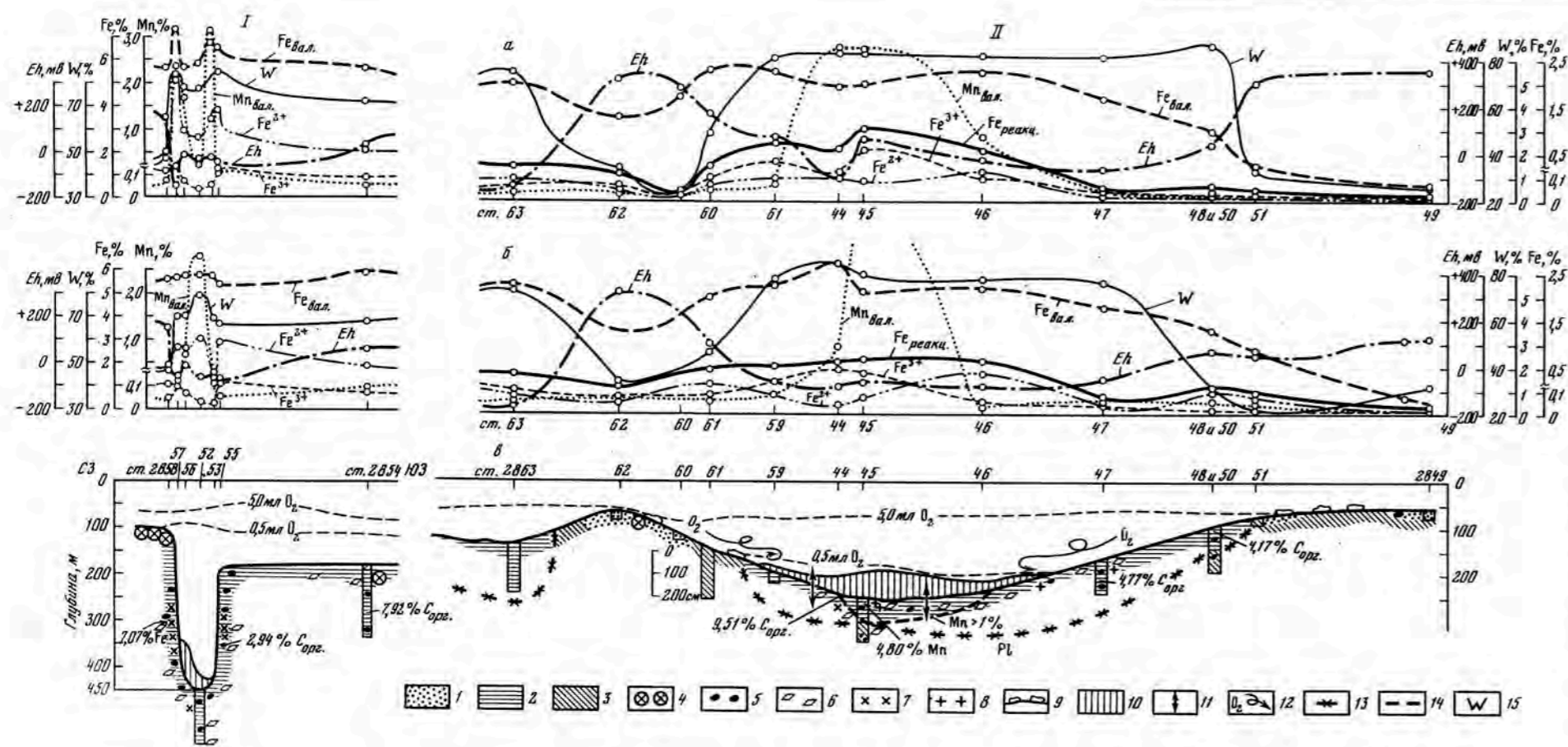


Рис. 50. Геохимический профиль через Ландсортскую (I) и Готландскую (II) впадины Балтийского моря

а — для слоя осадков 0–3 см; б — для слоя 20–25 см; в — состав донных осадков и содержание O_2 в толще воды. Голоценовые осадки (Н1): 1 — пески и алевриты, 2 — алевритово-пелитовые и пелитовые илы; плейстоценовые осадки (П1): 3 — глина позднеледниковая, 4 — скопление валунов, гальки, гравия; 5–9 — места наиболее интенсивного аутигенного минералообразования; 5 — аморфные стяжения сульфидов, кристаллики марказита, 6 — аутигенные карбонаты (на ст. 2845 преобладает родохрозит), 7 — вивианит, 8 — микростяжения (чаще всего аморфные карбонаты), 9 — скопление Fe–Mn конкреций и корок; 10 — скопление растворенного Mn в количестве 50–200 мкг/л, август 1976 г.; 11 — диффузионный обмен вода–грунт; 12 — участки наиболее интенсивного перемешивания вод; 13 — подошва голоценовых илов; 14 — изолиния, отделяющая глубоководные илы Готландской впадины, содержащие 1,00–4,80% Mn вал.; 15 — влажность (в %).

На профиле в показано содержание кислорода в воде (изолинии 5 и 0,5 мл/л), указаны максимальные содержания $C_{орг}$ и Mn в осадках

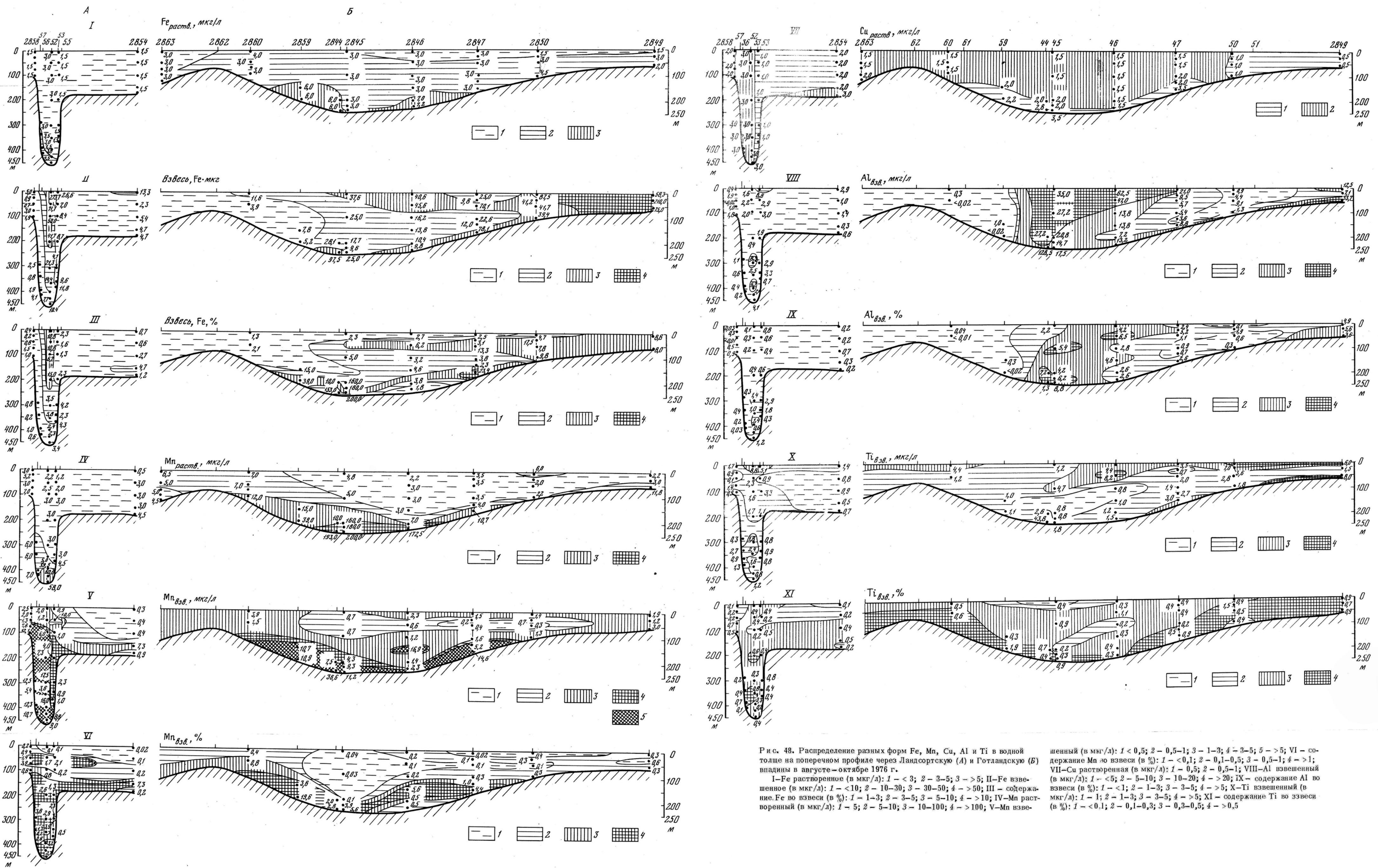


Рис. 48. Распределение разных форм Fe, Mn, Cu, Al и Ti в водной толще на поперечном профиле через Ландсортскую (А) и Готландскую (Б) впадины в августе-октябре 1976 г.

I—Fe растворенное (в мкг/л): 1 — < 3; 2 — 3-5; 3 — > 5; II—Fe взвешенное (в мкг/л): 1 — < 10; 2 — 10-30; 3 — 30-50; 4 — > 50; III — содержание Fe во взвеси (в %): 1 — 1-3; 2 — 3-5; 3 — 5-10; 4 — > 10; IV—Mn растворенный (в мкг/л): 1 — 5; 2 — 5-10; 3 — 10-100; 4 — > 100; V—Mn взвешенный (в мкг/л): 1 — < 0,5; 2 — 0,5-1; 3 — 1-3; 4 — 3-5; 5 — > 5; VI — содержание Mn во взвеси (в %): 1 — < 0,1; 2 — 0,1-0,5; 3 — 0,5-1; 4 — > 1; VII—Cu растворенная (в мкг/л): 1 — 0,5; 2 — 0,5-1; VIII—Al взвешенный (в мкг/л): 1 — < 5; 2 — 5-10; 3 — 10-20; 4 — > 20; IX — содержание Al во взвеси (в %): 1 — < 1; 2 — 1-3; 3 — 3-5; 4 — > 5; X—Ti взвешенный (в мкг/л): 1 — 1; 2 — 1-3; 3 — 3-5; 4 — > 5; XI — содержание Ti во взвеси (в %): 1 — < 0,1; 2 — 0,1-0,3; 3 — 0,3-0,5; 4 — > 0,5