

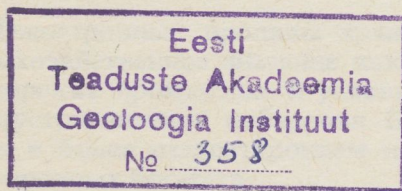
Яан Лутт

**ДОННЫЕ
ОСАДКИ
ВЯЙНАМЕРИ**

АКАДЕМИЯ НАУК ЭССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Яан Лутт

**ДОННЫЕ
ОСАДКИ
ВЯЙНАМЕРИ**



ТАЛЛИН ВАЛГУС 1985

УДК 551.351.2 (261.35 + 474.2)

Художник-оформитель Т. Ару

Представляются данные о распространении, строении и формировании донных осадков в пределах мелководного Вьянамери (Моонзунд). Коротко приводятся результаты предыдущих гидрологических, метеорологических, геологических и других работ, проведенных в этом районе. Основное внимание в работе уделено на изучение структуры особенностей и вещественного состава донных осадков. Показана роль различных факторов, определяющих питание водоема седиментационными материалами и распределение его по площади. На основе составленных схем анализируется влияние донного рельефа, конфигурации береговой линии и гидродинамики на дифференциацию седиментационных компонентов в пределах Вьянамери. Определяются ценность и возможности использования результатов проведенных работ в практической деятельности человека. Книга рассчитана для широкого круга геологов и литологов, занимающихся изучением седиментации, а также гидротехников и гидростроителей.

Табл. 55. Рис. 72. Библ. 205 назв.

26 22

ВВЕДЕНИЕ

Изучению донных осадков водоемов за последние десятилетия обращено пристальное внимание, что обусловлено все возрастающим освоением внутриконтинентальных морей и шельфовой зоны океанов человеком. Исключением не является Балтийское море. Основные результаты геологических исследований, проведенных в пределах этого водоема, обобщены в монографии "Геология Балтийского моря" (1976), а наиболее свежие материалы собраны в монографии "Осадкообразование в Балтийском море" (1981).

Морские исследования в Институте геологии АН ЭССР имеют свои традиционные направления, из которых основным является изучение динамики современной береговой зоны, и, особенно динамики грубообломочных прибрежных наносов. Результаты этих исследований изложены в монографии Каарела Орвику (1974).

С 1973 года в Институте геологии планомерно проводятся и работы по изучению донных осадков Балтики. За минувшие годы основное внимание уделялось исследованию их вещественного состава и закономерностей накопления в прибрежном море Эстонии (рис. 1). Работы проводились преимущественно в Пярнуском, Рижском, Таллинском и Нарвском заливах и Вьяйнамери (проливы Муху). Сводные результаты исследования донных осадков Вьяйнамери представляются в настоящей книге.

Межостровные проливы архипелагов имеют большое народнохозяйственное значение как пути сообщения и как районы морских промыслов. В условиях интенсивной урбанизации и индустриализации побережья Балтики возрастает необходимость в более разностороннем и целенаправленном изучении их природных богатств.

Среди многочисленных объектов морских исследований в прибрежных водах Советской Прибалтики немаловажную роль играет Вьяйнамери — система проливов между материком

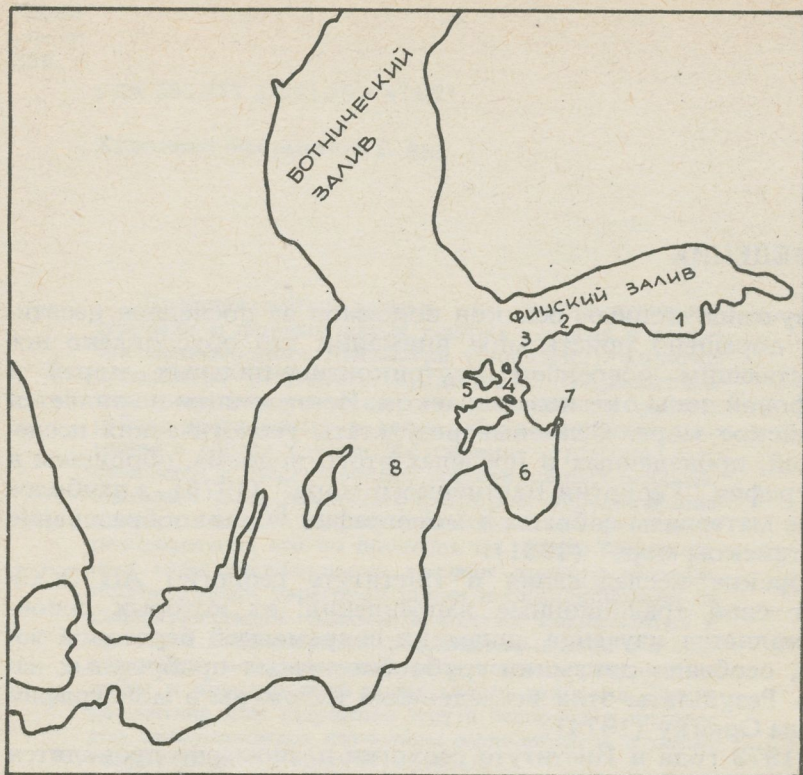


Рис. 1. Основные участки исследования донных осадков Балтики Институтом геологии АН ЭССР 1973—81 гг.: 1 — Нарвский залив; 2 — Таллинский залив; 3 — бухта Кейбу; 4 — Вяйнамери; 5 — залив Мардихансу (Хунтстюки); 6 — Рижский залив; 7 — Пярнуский залив.

Fig. 1. Main areas of bottom deposits studied by the Institute of Geology of the Academy of Sciences of the Estonian SSR in the Baltic in 1973—1981: 1 — Narva Bay; 2 — Tallinn Bay; 3 — Keibu Bay; 4 — Väinameri; 5 — Mardihansu (Hundstüki) Bay; 6 — Riga Gulf; 7 — Pärnu Bay; 8 — Central Baltic.

и островами Западно-Эстонского архипелага, которая известна как район нереста и промысла рыб — до 8% от улова республики (Erm jt., 1970), как путь сообщения между островами Сааремаа, Хийумаа и материком, как район отдыха трудящихся и т. д.

Большой интерес представляет Вьянамери для морской геологии, так как здесь на небольшой площади встречаются различные берега, а присутствие множества островков и бухт обуславливает изменчивость условий седиментации и большое разнообразие структурных типов осадков. Рядом с участками размыва отмечены участки с осадками различной зернистости — от илов до гравия и галечника. Несмотря на то, что волнение в Вьянамери сравнительно слабое, его влияние на размыв, транспорт и осаждение седиментационного материала все же ощутимо. Здесь в большой мере, нежели в открытых частях Балтики сказывается влияние морских течений. Определенное значение для осадконакопления имеют и неволновые процессы, в том числе воздействие морского льда. На общий характер седиментации определенное влияние оказывает также сравнительно интенсивное и постоянное поднятие земной коры. Изучение характера и особенностей осадкообразования позволяет обоснованно и целенаправленно решить вопросы рационального использования природных ресурсов Вьянамери, в том числе высококачественных лечебных грязей.

Материалы, представленные в настоящей книге, несомненно не исчерпывают все аспекты и стороны осадконакопления в Вьянамери и потребуют в дальнейшем дополнения и уточнения. Все же хочется надеяться, что проводимые данные способствуют углубленному познанию седиментации в мелководных полуизолированных частях внутренних морей и проливов. Они служат научной основой для дальнейших инженерно-геологических изысканий и других видов прикладных исследований в пределах Вьянамери и необходимы для планирования специальных геохимических, гидрогеологических и других работ, а также при комплексном исследовании природного состояния Матсалуского госзаповедника и планирования работ по соседним дисциплинам — гидробиологии, ихтиологии и др. Уже сейчас можно уверенно сказать, что результаты изучения донных осадков Вьянамери успешно применяются при решении народнохозяйственных задач, в частности при реконструкции рыболовецкого причала р/к "Ляэне Калур" в заливе Хаапсалу и при изыскательских работах при проектировании и строительстве кабельной трассы между о-вами Сааремаа и Хийумаа в проливе Созла.

При сборе и обработке фактического материала, а также при обсуждении результатов работ поддержку и помощь оказывали сотрудники лаборатории морской геологии Института геологии АН ЭССР во главе с ныне покойным академиком

АН ЭССР К. Орвику и канд. геол.-мин. наук Каарелом Орвику, которым автор искренне благодарен. Большую признательность автор выражает также редактору книги члену-корреспонденту АН ЭССР А. Раукасу и кандидатам геол.-мин. наук Э. Пиррусу, А. Мийделю и Х. Кессел за полезные критические замечания и доброжелательные советы. Автор искренне благодарен лаборантке А. Ронк за выполнение иллюстративного материала, Э. Мартин и Х. Кукк за перевод английского резюме и подрисуночного текста.

I. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

1. 1. Расположение, границы

Под названием Вьянамери в настоящее время понимают часть Балтийского моря, окруженную материком и крупными островами Западно-Эстонского архипелага. По географическому районированию Балтийского моря (Гуделис, 1973) Вьянамери отнесено к Рижскому заливу и входит в состав средней Балтики. Однако, ввиду своеобразия гидрологического режима и условий современного осадконакопления целесообразнее рассматривать Вьянамери как самостоятельную часть Балтики, отделенную от СВ сектора Балтийского моря и Рижского залива (рис. 2).

В литературе (Лоция Финского и Рижского заливов с Моонзундом, 1930; Лоция Балтийского моря, ч. I, 1948; Мардисте Х., 1967; Astok, 1959; Varep, 1959 и др.) этот мелководный бассейн называется по-разному. Наиболее древним является немецко-скандинавское название "Моонзунд" (в переводе "пролив Муху"), а нам более удачным "Вьянамери" ("море пролива"), которое появилось в литературе в 1930-е годы (Varep, 1959) и к настоящему времени твердо закрепилось в эстонской научной и научно-популярной литературе.

Границы Вьянамери рассматриваются разными исследователями также по-разному (Лоция Балтийского моря, ч. I, 1948; Мей, 1924, 1927; Mardiste, 1970 и др.).

В настоящей работе Вьянамери (рис. 2) рассматривается в границах, предложенных Х. Мардисте (Mardiste, 1970). Площадь его в таком понимании охватывает 2018 км² (без островов), что составляет приблизительно 0,6% общей площади Балтийского моря. Длина бассейна с севера (пролив Хари-Курк) на юг (параллель полуострова Кюбассааре) 74 км (40,5 миль), а ширина с запада (пролив Созла) на восток (восточная часть Матсалуского залива) 67 км (37 миль).



Рис. 2. Расположение, границы и районирование Вяйнамери: 1 — границы, отделяющие Вяйнамери от Рижского залива и Средней Балтики; 2 — границы отдельных частей Вяйнамери: 1 — пролив Хари-Курк; 2 — пролив Воози-Курк; 3 — Хаапсалу́ский залив; 4 — залив Топу; 5 — центральная (средняя) часть Вяйнамери; 6 — плес Кассари-Лахт; 7 — пролив Вяйке-Вяйн; 8 — пролив Суур-Вяйн; 9 — Матсалу́ский залив; 10 — южная часть пролива Суур-Вяйн.

Fig. 2. Location, boundaries and zonation of Väinaмери: 1 — boundaries separating Väinaмери from the Gulf of Riga and Central Baltic; 2 — boundaries of different areas of Väinaмери: 1 — Hari-Kurk Sound; 2 — Voosi-Kurk Sound;

Объем водной массы приблизительно 10 км^3 , что составляет примерно 0,03 % общего объема вод Балтийского моря. Средняя глубина Вьянамери 4,9 м, наибольшая 23 м (в проливе Суур-Вяйн). Береговая линия сильно изрезана, ее общая длина составляет приблизительно 700 км. Более глубоко в материк врезаются заливы Хаапсалу и Матсалу. В Вьянамери встречаются более 300 мелких островов и островков (Mardiste, 1970). В пределах Вьянамери выделяются несколько (1-10, рис. 2) частей, которые носят местные названия и отличаются по глубине, рельефу дна и гидрологическим условиям.

1. 2. Климатические и гидрологические условия

Для лучшего понимания процесса современного осадконакопления в пределах Вьянамери необходимо коротко ознакомиться с некоторыми показателями климата и гидрологии его (Лоция . . . , 1948; Климатический атлас ЭССР, 1969; Мардисте, 1974 и др.).

Климатические и гидрологические условия Вьянамери определяются особенностями его географического положения, прежде всего его изолированностью. Оно со всех сторон ограничено в большей или меньшей мере сушей и поэтому здесь ветры и волнение слабее, чем в других частях Балтики. Кроме того, длина разгона волн небольшая и море неглубокое, что, в свою очередь, не способствует образованию крупных волн. В то же время сплошная ледовитость акватории здесь наибольшая и влияние морского льда на осадконакопление более значительное, чем в других частях Эстонского побережья.

Ветровой режим. Процессы осадконакопления в мелководных частях моря во многом зависят от направления, силы и продолжительности ветров. Они определяют характер волнения, обуславливают сгонно-нагонные колебания уровня воды и местные течения. Периодические наблюдения за направлением и силой ветров на побережьях Вьянамери ведутся со второй половины XIX века (Kirde,

3 — Haapsalu Bay; 4 — Topu Bay; 5 — central (middle) part of Väänameri; 6 — Kassari Bay; 7 — Väike-Väin Sound; 8 — Suur-Väin Sound; 9 — Matsalu Bay; 10 — southern part of Suur-Väin Sound.

1939). Накопленный за этот период богатый материал обобщен во многих работах (Атлас волнения и ветра Балтийского моря, 1965; Справочник по климату СССР, вып. 4, Эст. ССР, ч. III, 1966; Савицкий, 1965; Климатический атлас ЭССР, 1969 и др.). Ниже приводятся некоторые данные о ветровом режиме Вьянамери, в основном по М. Мардисте (1967) и Х. Мардисте (1974).

Для всей территории Эстонии, в том числе и для Вьянамери, в течение всего года характерно преобладание юго-западных и южных ветров, составляющих 34% ветров всех направлений. Среднегодовая скорость ветра 5–6 м/сек, т. е. меньше, чем на открытом побережье (Ристна — 7,5 м/сек, Вильсанди — 7,9 м/сек). Максимальные скорости ветра, измеренные на побережье Вьянамери у Виртсу — 25 м/сек и острова Вормси — 34 м/сек, порывами до 40 м/сек (Toots, Ohak, 1967). О повторяемости ветров разных скоростей можно судить по табл. 1 и рис. 3, где показано, что доминирующими являются ветры со скоростью до 5 м/сек (в среднем 57 %) и со скоростью 6–10 м/сек (около 35 %). Скорости ветра более 10 м/сек наблюдаются лишь в 6% случаев. Ветры со скоростью 20 м/сек и более встречаются всего лишь 2–4 раза в год (Кресса, 1970). По данным С. Савицкого (1965), за период с 1948 по 1964 гг. ветры со скоростью 20 м/сек и больше наблюдались в Эстонии всего в течение 299 дней.

В распределении ветров по направлению и силе наблюдаются известные закономерности. В зимние месяцы преобладают южные и юго-западные ветры, весной и в первой половине лета северо-западные, а затем господствующими становятся ветры западных румбов. К осени частота юго-западных и южных ветров увеличивается.

Несмотря на редкую повторяемость сильных ветров, они все же играют важную роль в перестройке береговой зоны Вьянамери и существенно влияют на характер осадконакопления в этом бассейне.

В о л н е н и е. Вьянамери со всех сторон хорошо защищено от действия волнения, развивающегося в открытых частях Балтийского моря. Проникновение волн возможно лишь через проливы. Подробно волнение в бассейне Вьянамери изучено Р. Кирикал (1967). Мелководность и наличие островов значительно ограничивают развитие волнения. Волнение преимущественно ветровое; наблюдаются редкие случаи мертвой зыби и смешанного волнения. Продолжительность последнего после смены направления ветра не превышает трех часов.

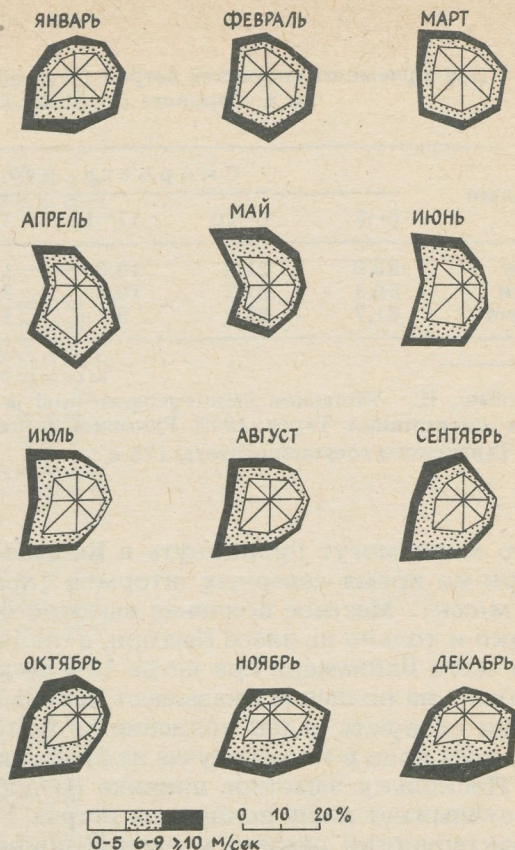


Рис. 3. Повторяемость ветров различных скоростей (%) по направлениям за 1945—63 гг. в Виртсу по Х. Мардисте (Mardiste, 1973).

Fig. 3. Direction of recurrent winds of different speed (%) from 1945 to 1963 at Virtsu according to H. Mardiste (1973).

¹ Mardiste, H., 1973, op. cit.

Наибольшую повторяемость в течение года имеет волнение, возникшее от ветров юго-западного и южного направления. Преобладают волны высотой до 0,7 м, максимальная высота местного волнения редко превышает 1,3 м. По данным Р. Кирикал (1967), более крупные волны (высотой до 2,5 м) откры-

Повторяемость скоростей ветров (% от общего числа случаев)
по Х. Мардисте (Mardiste, 1973¹)

Станция	Скорость ветров, м/сек				
	0—5	6—10	11—15	16—20	более 20
Сыру	53,9	31,5	13,0	1,6	0,05
Рауги	56,4	31,2	10,4	2,0	—
Виртсу	61,7	37,2	9,7	1,4	0,01

¹Mardiste, H. Väinamere füüsilis-geograafilised ja hüdroloogilised iseärasused. Канд. диссертация. Тарту, 1973. Рукопись на кафедре физической географии Тартуского госуниверситета, 175 с.

того моря могут проникнуть в Вьянамери через пролив Хари-Курк во время северных штормов (при скорости ветра более 14 м/сек). Местное волнение высотой более 1,2 м развивается редко и только на плесе Кассари, в проливе Суур-Вяйн и в средней части Вьянамери при ветре 19 и более м/сек. Существенное влияние на волнение оказывают ледовые условия. При образовании плавучих льдов волнение не получает полного развития и высота волн в таком случае не превышает 0,7 м.

Поскольку заметное влияние на дно в условиях Вьянамери оказывают лишь волны при ветрах 10 м/сек и более, то для характеристики режима волнения приведем табл. 2, заимствованную из работы Р. Кирикал (1967). Длина волн в Вьянамери не превышает 35 м. Преобладают волны длиной от 3 до 7 м при высоте 0,4 — 0,6 м и крутизне 1,14 — 1,20.

Несмотря на сравнительно небольшие размеры водоема, влияние штормового волнения на дно Вьянамери все же значительное. Забурунивание волн начинается из-за отмелости берегов на большом расстоянии от средней береговой линии и зона забурунивания обычно широкая. Геологическое воздействие на подводный береговой склон оказывают волны всех направлений и их роль в динамике береговой зоны зависит поэтому главным образом от экспозиции последней.

Сгонно-нагонные колебания уровня воды. Уровень воды Вьянамери подвергается периодическим и аperiodическим колебаниям. К первым относятся приливно-

Преобладающие высоты (h) и периоды (τ) волн в отдельных частях Вьянамери при скорости ветра 10 м/сек в зависимости от направления ветра по Р. Кирикал (1967)

Направление ветра	Пролив Хари-Курк		Средняя часть		Плес Кассари		Пролив Суур-Вяйн		Пролив Вьяйке-Вяйн	
	h	τ	h	τ	h	τ	h	τ	h	τ
С	1—1,2	3,0—3,5	1,0—1,2	2,8—3,0	0,8—1,2	2,5—3,0	1,0—1,4	3,0—3,5	0,4	1,1
СВ	1,0—1,2	2,8—3,0	1,0—1,2	2,8—3,0	1,0—1,2	2,8—3,0	1,0—1,2	2,5—2,8	0,2	1,1
В	1,0—1,2	2,8—3,0	1,0—1,2	2,8—3,0	1,0—1,2	2,8—3,0	1,0—1,2	2,8—3,0	0,4	1,1
ЮВ	1,0	3,0	1,0—1,2	2,8—3,0	1,0—1,2	2,8—3,0	1,2	3,0	0,4	1,1
Ю	0,8—1,0	2,5—2,8	1,0—1,2	2,8—3,0	1,0—1,2	2,5—3,0	1,0—1,5	2,5—2,8	0,25	1,1
ЮЗ	0,8—1,2	2,8—3,0	1,0	2,5—2,8	0,8—1,2	2,5—3,0	0,5—0,8	2,0—2,5	0,2	1,1
З	0,8—1,2	2,5—3,0	0,8—1,2	2,5—3,0	0,8—1,2	2,5—3,0	0,5—0,8	2,0—2,5	0,4	1,1
СЗ	1,2	3,0	1,0—1,2	2,8	0,5—1,0	2,0—2,8	0,8	2,5	0,5	1,9

отливные, ко вторым — сгонно-нагонные и сейшевые колебания. В силу своей малой значимости приливные колебания в Балтийском море мало исследовались (Михайлов, 1962; Sager, 1967; Lisitzin, 1945 и др.). В пределах Вьянамери систематических наблюдений приливно-отливных колебаний вообще не проводилось (Мардисте, 1974) и поэтому цифровые данные отсутствуют. Но поскольку в прилегающих частях Балтики эти колебания составляют не более 10 см (Михайлов, 1962; Sager, 1967), то этого следует ожидать и в Вьянамери. Амплитуда сейшевых колебаний обычно не превышает 20—30 см (Лоция Балтийского моря, ч. I, 1948).

Большое влияние на литодинамические процессы в мелководном Вьянамери оказывает воздействие ветра на водную поверхность, т. е. сгоны и нагоны. Общее понижение уровня воды (сгон) связано с длительными ветрами восточных направлений — в Виртсу в среднем 20 см (рис. 4), в Сыру (пролив Созла) 14 см ниже нуля Кронштадского футштока, а соответствующее повышение его (нагон), с ветрами западных и юго-западных направлений — в Виртсу в среднем 14 см и в Сыру 9 см выше нуля Кронштадского футштока (Мардисте, 1974).

Сгонно-нагонные колебания уровня Вьянамери имеют закономерный характер. Ежегодно наблюдаются два минимума (в марте-апреле и октябре) и два максимума (в августе-сентябре и декабре) (рис. 5). При сильных ветрах и волнениях местный нагон воды может возникнуть быстро, а с утиханием ветра и волнения уровень воды может также быстро понижаться. Амплитуда колебаний уровня воды при этом меньшая на открытых к волнению берегах и наибольшая в вершинах бухт.

Высокие подъемы уровня моря при сильных ветрах у побережья Эстонии, в том числе и в Вьянамери — явление нередкое. Особый интерес представляет имевший место 18 октября 1967 г. подъем уровня воды. Его интенсивность и разрушительная сила превзошли все известные ранее случаи опасных подъемов уровня воды, зафиксированные за последние 40—60 лет (Алексеева, Колесникова, 1970). Во время этого шторма были зарегистрированы наивысшие уровни воды в пределах почти всего побережья Эстонии (табл. 3), в том числе и в Вьянамери (Хельтермаа и Виртсу), где нагонный уровень воды в вершинах заливов нанес серьезный ущерб народному хозяйству. Самый низкий уровень воды в Вьянамери зарегистрирован 8—9 декабря 1959 г., когда из-за сильного (до 25 м/сек) восточного ветра уровень воды в Виртсу спал на 112 см, а в

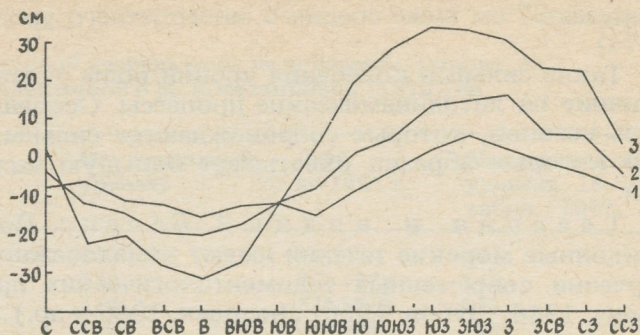


Рис. 4. Уровень воды в Виртсу за 1951–62 гг. при ветрах различных направлений и скоростей по Х. Мардисте (1974): 1 — скорость ветра 1–4 м/сек; 2 — скорость ветра 5–9 м/сек; 3 — скорость ветра > 10 м/сек.

Fig. 4. Water level at Virtsu (1951–62) with winds of different direction and speed according to H. Mardiste (Мардисте, 1974); the speed of wind: 1 — 1–4 m/s; 2 — 5–9 m/s; 3 — > 10 m/s.

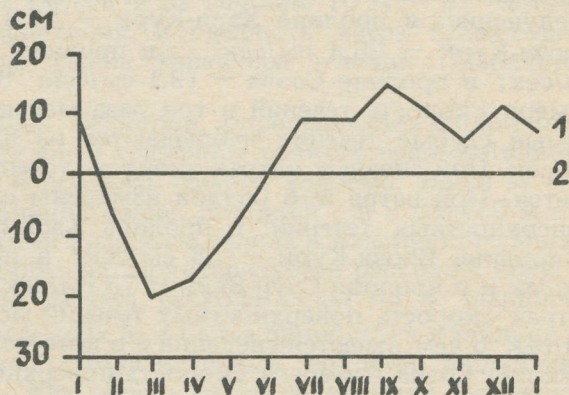


Рис. 5. Среднегодовое колебание уровня Вайнамери у Хельтермаа за 1950–65 гг. по Х. Мардисте (Mardiste, 1973)¹: 1 — среднемесячный уровень; 2 — среднегодовой.

Fig. 5. Mean annual fluctuation of the Väinameri water level at Heltermaa (1950–65) according to H. Mardiste (1973): 1 — mean monthly level; 2 — mean annual level.

¹ Mardiste, H., 1973, op. cit.

Сыру на 97 см ниже среднего многолетнего уровня (Мардисте, 1974).

Такие сильные колебания уровня воды оказывают большое влияние на литодинамические процессы. Особенно значительна роль нагонов, которые сопровождаются сильными штормами, при которых абразия охватывает большую часть дна акватории.

Течения и водный баланс. Поверхностные и придонные морские течения имеют немаловажное значение при изучении современных седиментологических процессов (Зенкович, 1946; Зубов, 1956; Лисицын, 1966 и др.). Они являются важным агентом, транспортирующим седиментационный материал, а, кроме того, придонные течения оказывают на морское дно и большое эродующее воздействие.

При характеристике "суммарных течений" или просто "течений" нами используются материалы Х. Мардисте (1974; Mardiste, 1970).

В пределах Вьянамери основным фактором возникновения течений является ветер. Максимальные средние скорости поверхностных течений в узких проливах при ветре 3—4 балла следующие: в проливе Хари-Курк — 27,8 см/сек; в проливе Воози-Курк — 26,4 см/сек; в проливе Суур-Вяйн — 22,5 см/сек; в проливе Созла — 19,1 см/сек. В средней части Вьянамери скорость течений в три раза меньше, чем в проливах. Самые слабые течения наблюдаются на плесе Кассари — 5,6 см/сек. При сильных ветрах скорость течений заметно увеличивается. При ветре 5—6 баллов измерены следующие скорости поверхностных течений: в проливе Хари-Курк — 75 см/сек; в проливе Воози-Курк — 58 см/сек; в проливе Созла — 54 см/сек и в проливе Суур-Вяйн — 75 см/сек. При более сильных ветрах скорость поверхностных течений может превышать 100 см/сек, о чем имеются сведения и в литературе. Так, в 1906 г. в проливе Созла измерена скорость поверхностного течения 205 см/сек (Meu, 1922). Этим же исследователем измерена в проливе Воози-Курк скорость течения 154 см/сек. Скорость и направление ветра при этих измерениях не известны.

В направлении ко дну скорость течений уменьшается, но из-за небольших глубин водоема и скорости придонных (0,5—1,0 м от дна) течений все же довольно значительны. При ветрах 3—4 балла в проливах скорость придонных течений в среднем на 4—9 см/сек меньше скорости поверхностных. При наличии сильного поверхностного течения весь водный профиль имеет высокую скорость. Например, в проливе Хари-Курк замеря-

Максимальный уровень моря на побережье Эстонии, по
Л. Алексеевой и М. Колесниковой (1970), см

Название пункта	Максимальный уровень	Дата до 1967 г.	Максимальный уровень 18 ок- тября 1967 г.
Нарва-Йыесуу	202	IX 1924	171
Суурпеа	123	XII 1964	140
Таллин	113	XII 1913	148
Пыызаспеа	119	I 1955	148
Хельтермаа	93	I 1952	148
Виртсу	123	IX 1903	150
Пярну	183	XI 1923	253
Кихну	150	II 1959	168

лись следующие скорости течений: на поверхности 75 см/сек, на глубине 5 м — 62 см/сек и на глубине 10 м — 57 см/сек. При измерении направления и скорости ветра происходит сравнительно быстрая смена характера течений (Мардисте, 1974).

Одним из основных факторов, определяющих гидрологический режим Вяйнамери и транспорт тонкого седиментационного материала как в пределах самого водоема, так и за его пределы, и также привнос извне, является водообмен с окружающими частями Рижского залива и Балтийского моря. Интенсивность водообмена характеризуется расходом воды в проливах. Результаты расчета расхода воды по Х. Мардисте (Mardiste, 1973¹) при ветрах 3—4 балла приводятся в таблице 4. Им рассчитан также приблизительный годовой водообмен Вяйнамери (рис. 6). Как видно из этого рисунка, основную роль в водообмене Вяйнамери играют проливы Хари-Курк и Суур-Вяйн. Следовательно, водообмен Вяйнамери происходит в меридиональном направлении и зависит главным образом от ветровых течений. Водообмен оказывает, несомненно, определенное влияние на седиментацию в Вяйнамери, в частности как транспортирующий агент, выносящий и вносящий твердые осадочные компоненты.

¹ Mardiste, H., 1973, op. cit.

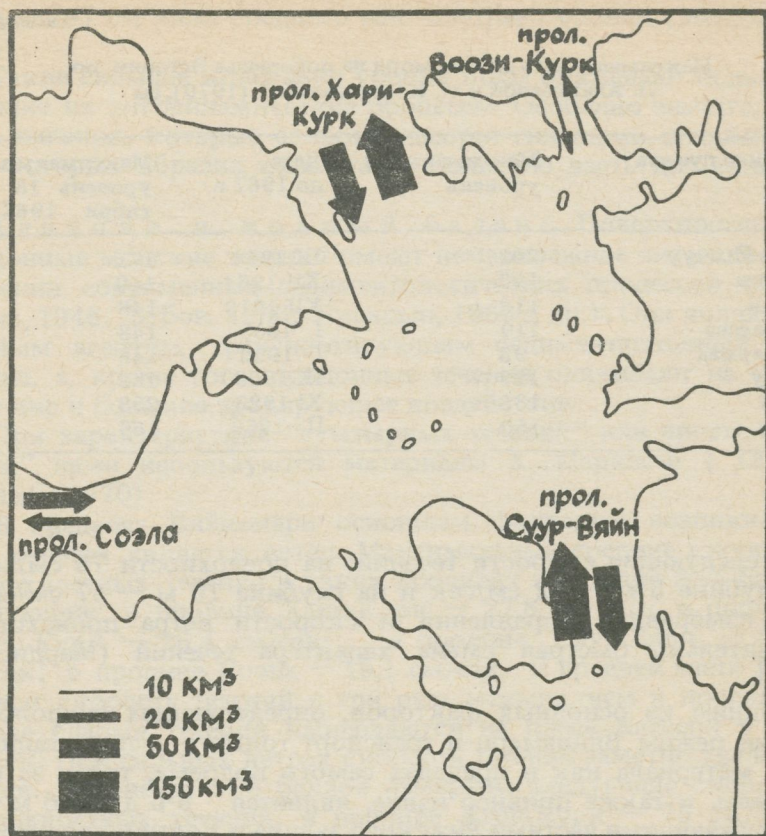


Рис. 6. Годовой водообмен Вьянамери по Х. Мардисте (1974).

Fig. 6. Annual water exchange of Vänern according to H. Mardiste (Mardiste, 1974).

Термический режим и ледовые условия также имеют известное влияние на седиментацию твердых осадочных компонентов. От температуры воды зависит скорость осаднения седиментационного материала, а ледовым режимом определяется волновая деятельность в течение нескольких месяцев. Термический режим зависит главным образом от температуры воздуха, а также от водообмена и солености.

Средний расход воды (Q) в проливах при ветрах 3–4 балла
(Mardiste, 1973)¹

Пролив	Входное течение		Выходное течение	
	Q (м ³ /сек)	кол-во наблюдений	Q (м ³ /сек)	кол-во наблюдений
Хари-Курк	6840	37	7330	36
Воози-Курк	770	30	870	69
Созла	1510	57	1460	61
Суур-Вяйн	8610	49	7120	25

¹Mardiste, H., 1973, op. cit.

Среднемесячная температура воздуха на побережье Вьянамери отрицательная с декабря до марта (табл. 5), но и в ноябре и апреле отмечается сравнительно много дней с отрицательными температурами воздуха.

Температура поверхностного слоя воды в общих чертах прослеживает температуру воздуха (рис. 7). Среднегодовая температура воды поверхностного слоя около 7 °С, средняя температура воды в самый холодный месяц (февраль) от –0,2 до –0,3 °С и в самый теплый месяц (июль) от 17,5 до 18,5 °С (Mardiste, 1970). Отличительной чертой Вьянамери является высокая температура воды не только в прибрежном мелководье, где максимальные температуры иногда превышают 26–27 °С, но и в открытой части водоема, где наблюдались температуры 22–23 °С.

Из-за небольшой глубины воды и течений в проливах вертикальные градиенты температуры воды в основном небольшие: с мая по август поверхностная температура воды лишь незначительно выше температуры придонного слоя. Интересные данные о колебаниях температуры воды в зависимости от глубины моря приводятся К. Кирде (Kirde, 1940) за период 1935–1939 гг. для проливов Суур-Вяйн, Хари-Курк и средней части Вьянамери. По этим данным температура в более глубоких слоях воды может даже несколько превышать температуру поверхностного слоя. Иногда наблюдаются довольно значительные различия в температурах поверхностного и более глубо-

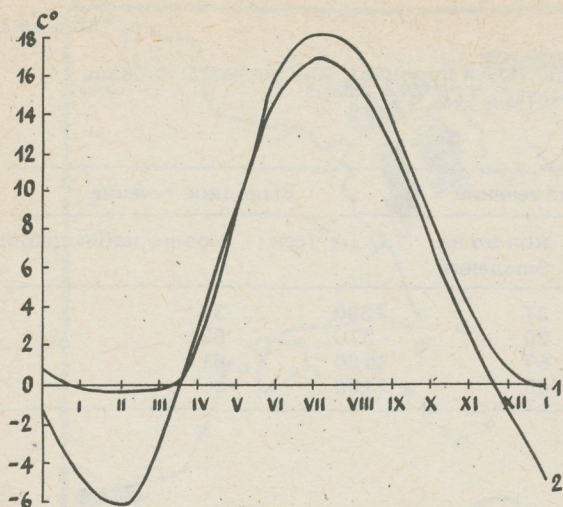


Рис. 7. Ход температуры воды (1) и воздуха (2) в Виртсу за 1947–69 гг. по Х. Мардисте (Mardiste, 1973)¹.

Fig. 7. Curves of water (1) and air (2) temperature at Virtsu in 1947–69 according to H. Mardiste (1973).

¹ Mardiste, H., 1973, op. cit.

ких слоев воды (температурный скачок). Существование температурного скачка отмечено также Х. Мардисте (1967) в проливах Хари-Курк, Суур-Вяйн и на плесе Кассари.

Ледовитость Вяйнамери изучается уже больше полувека (Алексеева, 1967; Мардисте, 1971; Kurrik, 1922; Merejää vaatlused, 1938/39).

Первый лед образуется обычно в Хаапсалуском и Матсалуском заливах во второй половине ноября. Внутренняя часть акватории покрывается неподвижным льдом окончательно в середине января. В зависимости от погодных условий появление льда колеблется в широких пределах (табл. 6). Время окончательного очищения водоема от льда также колеблется в большом диапазоне — с 17 февраля по 26 мая (Мардисте, 1971). Ледостав в среднем продолжается 120 — 130 дней (наименьший срок 22 и наибольший 175 дней).

Лед в Вяйнамери тает обычно на месте и лишь изредка выносится через проливы в Рижский залив или в открытое море (Алексеева, 1967). Мощность льда зависит от температуры воздуха, толщины снежного покрова, течений и других причин. Максимальная мощность его достигает 70 — 80 см.

Таблица 5

Среднемесячная и годовая температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$) с 1881 по 1960 гг по Х. Мардисте (Mardiste, 1973¹)

Месяц	Вормси	Хель-термаа	Сыру	Рауги	Виль-санди	Вигала
I	-3,9	-3,9	-3,3	-4,0	-2,3	-5,5
II	-5,0	-4,8	-4,5	-5,3	-3,4	-5,9
III	-3,3	-3,4	-2,9	-3,5	-1,9	-3,4
IV	2,6	2,4	2,9	2,6	3,0	3,3
V	8,4	9,2	8,8	9,1	8,0	9,8
VI	13,4	14,0	13,3	14,0	12,6	14,2
VII	16,5	16,9	16,7	16,9	16,3	16,9
VIII	15,9	15,7	15,9	15,9	16,1	15,1
IX	12,0	12,2	12,1	11,9	12,6	10,9
X	6,6	6,8	6,8	6,6	7,6	5,6
XI	2,0	2,1	2,6	2,3	3,4	0,7
XII	-1,6	-1,4	-0,9	-1,3	0,1	-2,9
Средне- довая:	5,3	5,5	5,6	5,4	6,0	4,9

Таблица 6

Появление и исчезновение льда в Вайнамери (Алексеева, 1967)

Пункт наблюде- ния	Появление льда			Окончательное освобождение от льда		
	в сред- нем	наибо- лее раннее	наибо- лее позд- нее	в сред- нем	наибо- лее раннее	наиболее позднее
Вормси	7.XII	24.X	30.I	23.IV	8.III	26.V
Хаапсалу	25.XI	28.X	29.I	21.IV	27.III	6.V
Рохукюла	28.XI	2.XI	30.XII	23.IV	9.III	10.I
Хельтермаа	23.XI	24.X	15.I	20.IV	31.III	10.V
Сыру	27.XI	27.X	30.I	17.IV	22.III	6.V
Рауги	14.XII	30.X	10.III	21.IV	17.II	17.V
Виртсу	13.XII	26.X	30.I	23.IV	28.II	10.V
Вийрелайд	19.XII	19.XI	9.III	26.IV	19.III	18.V

¹ Mardiste, H., 1973, op. cit.

Замерзание Вьянамери значительно сокращает срок деятельности волнения и течений. Льды местами оказывают большое влияние и на берега, нагромождая и разрыхляя береговые наносы. Этим они способствуют абразионной деятельности волн.

Соленость воды оказывает на седиментацию твердых осадочных компонентов также определенное влияние: от нее зависит в некоторой степени замерзание водоема, а также скорость осаждения минеральных частиц. Несомненно, соленость воды имеет химическое воздействие на твердые частицы, находящиеся во взвеси и осажденные на дно. Соленость воды Вьянамери зависит от водообмена с другими частями Балтийского моря и речного стока, который наибольший весной и главным образом в восточной части акватории. Обычно соленость вод Вьянамери составляет 5,5—6,5 ‰. (Merevee temperatuuri . . . , 1936; Trei, 1965 и др.). Наименьшая соленость воды наблюдается в вершине залива Матсалу — ниже 1 ‰. (Ярвекюльг, 1968), а наибольшая — в проливе Созла — 7—8 ‰. (Trei, 1970), причем соленость в северной части Рижского залива составляет 5 — 5,5 ‰. (Шурин, 1960; Черновская и др., 1965), в устье Финского залива 6,2—6,8 ‰. (Черновская и др., 1965). В глубинных частях проливов соленость придонного слоя воды несколько больше, чем поверхностного слоя.

Исследования изменчивости солености воды показывают, что существенную роль при этом играют течения. В проливах Хари-Курк, Воози-Курк и Созла соленость вод выходных течений более высокая, а в проливе Суур-Вяйн наоборот. Наибольшие изменения солености воды Вьянамери имеют место во время штормов, но, к сожалению, мы не располагаем конкретными данными. Длительные наблюдения (в течении нескольких суток) показывают, что соленость воды, обусловленная течениями, может изменяться очень быстро (Мардисте, 1974). При продолжительных ветрах восточного и юго-восточного направления, вследствие которых в проливе Суур-Вяйн создаются входные, а в других проливах выходные течения, соленость воды Вьянамери уменьшается. При западных и северо-западных ветрах картина обратная, в Вьянамери поступает более соленая вода с открытых частей Балтийского моря. При ветрах других направлений соленость воды в Вьянамери изменяется неравномерно, в одних частях она увеличивается, в других — уменьшается.

2. К ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ВЯЙНАМЕРИ

Акватория Вяйнамери имела важное хозяйственное и военнополитическое значение уже в давние времена. Об этом свидетельствуют картографические работы, проведенные здесь в XVII — XVIII в. (Meу, 1924). В конце XIX начале XX века в пределах Вяйнамери проводились исследовательские работы для проектирования военных портов и фарватеров. Эти работы, продолжавшиеся до 1917 г., были по своим масштабам крупнейшие в царской России (Meу, 1924).

В буржуазной Эстонии исследованию прибрежного моря, в том числе и Вяйнамери, уделялось довольно много внимания. В основном это касалось гидрографических и климатических вопросов. Результатам этих работ посвящены многие публикации (Kirde, 1939; 1940; Kurrik, 1922; Meу, 1926, 1927 и др.). Но данных по геологическому строению дна Вяйнамери в работах довоенных лет имеется мало. Большое внимание уделялось исследованию лечебных грязей (Dreyer, 1923; Vilberg, 1939; Schlossmann, 1939; Maide, 1940 и др.), в частности изучались их радиоактивность, мощности и объемы, а также рассматривались вопросы охраны основных месторождений. В работе А. Вихмана (Wichmann, 1928) дается перечень работ, выполненных при строительстве портов и причалов Эстонии, в том числе в Хаапсалу и Ориссааре. Некоторые сведения приводит и И. Мей (Meу, 1922, 1926, 1927), в частности он отмечает, что на дне углубленных фарватеров прослеживаются глины или песчано-глинистые грунты, и что фарватеры заносятся илом и песком. Результаты изучения морских лечебных грязей в довоенные годы обобщает в своей монографии Э. Вади (Vadi, 1946).

Первая советская комплексная экспедиция под руководством А. Лаптина работала в пределах Вяйнамери в 1940 г. По материалам этой экспедиции М. Кленова составила первую схему грунтов Вяйнамери (рис. 8). По ее данным в пределах Вяйнамери широко развиты пески, реже супеси и суглинки, а вовсе отсутствуют алевроиты, очень широко распространенные здесь в действительности. Данные М. Кленовой существенно отличаются от наших материалов, что вполне понятно, поскольку техническая оснащенность морских геологических экспедиций и методика проведения лабораторных исследований того времени не сравнимы с нынешними и, следовательно, не сравнимы и результаты.

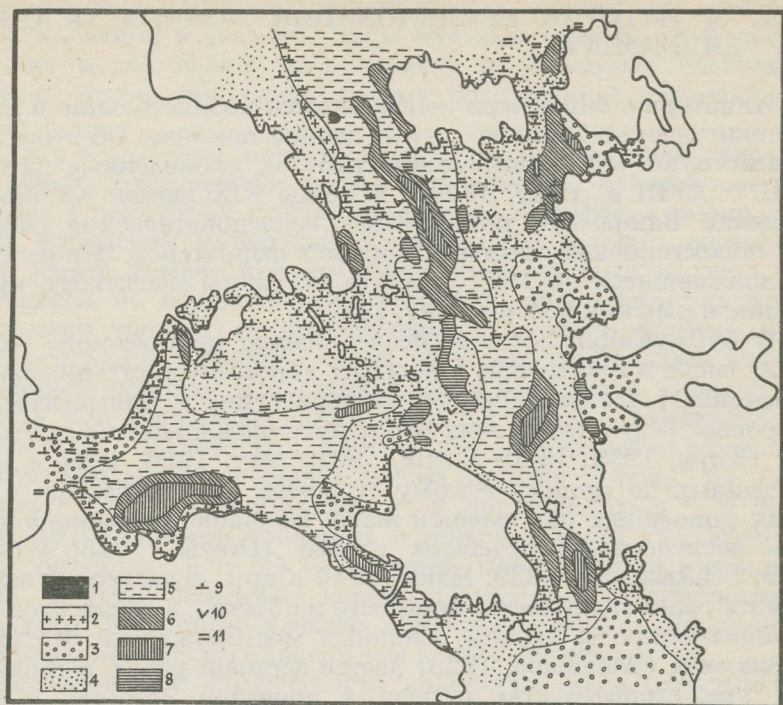


Рис. 8. Схема донных осадков Вайнамери, составленная М. Кленовой (Astok, 1958)¹: 1 — выходы коренных пород; 2 — камни; 3 — крупные пески; 4 — пески; 5 — мелкие пески; 6 — супески; 7 — суглинки; 8 — глины; 9 — глыбы; 10 — галька; 11 — гравий.

Fig. 8. Scheme of bottom deposits in Väinameri, compiled by M. Klenova (Astok, 1958): 1 — bedrock outcrops; 2 — boulders; 3 — coarse sands; 4 — sands; 5 — fine sands; 6 — sandy loam; 7 — loam; 8 — clays; 9 — blocks; 10 — rubble; 11 — gravel.

¹Astok, V. Väinameri. Дипломная работа. Тарту 1958. Рукопись на кафедре географии Тартуского госуниверситета. 133 с.

Некоторые данные о донных осадках приводятся в морских лоциях (Лоция Балтийского моря, ч. I, 1948), а также в работах биологов, изучавших донную фауну и флору (Ярвекюльг, 1968; 1975; 1979; Järvekülg, 1970; Trei, 1965, 1970 и др.). Например, А. Ярвекюльг (1968) характеризует грунты залива Матсалу следующим образом: "дно в районе устья и западной части залива покрыто слоем песка и гравия толщиной

от 2 до 6 см, под которым находятся отложения глин. Местами на дне встречаются камни. В средней части и на западном отрезке восточной части залива преобладают илисто-песчаные и илисто-глинистые грунты. В самой восточной части залива дно покрыто толстым слоем ила и гниющих остатков водной растительности". В вышеуказанных работах донные осадки изучались как субстрат, на котором обитает донная фауна и флора и, поэтому они рассматривались лишь в общих чертах. Однако совершенно правильно отмечалось, что донный грунт в пределах Вьянамери весьма изменчив.

В период 1965—67 гг. в пределах Вьянамери под руководством Каарела Орвику было прорублено несколько скважин вибропоршневой грунтовой трубкой. Несколько из них исследовалось биостратиграфическим методом (Кессел, Порк, 1971), но литологическая сторона этих колонок осталась неизученной. Некоторые сведения о донных осадках Вьянамери можно найти также в монографии Каарела Орвику (1974). Следует отметить, что эти работы посвящены другим проблемам и донные осадки Вьянамери рассматривались в них лишь побочно.

Планомерное изучение донных осадков Вьянамери началось в Институте геологии АН ЭССР в 1973 г. В 1975 г. опубликованы две статьи (Лутт, Орвику, 1975; Lutt, Orviku, 1975), в которых рассматриваются вопросы полевой методики изучения донных осадков мелководного моря с небольшого судна (катера) в условиях Вьянамери. На основе проведенных работ было выявлено, что современные донные осадки в районе Вьянамери имеют незначительную мощность. На больших площадях дно покрыто ленточными глинами, на которых залегают донные осадки мощностью в большинстве случаев менее 2 м.

В более поздних работах рассматривается распределение тяжелых минералов поверхностного слоя осадков по гранулометрическому спектру (Лутт, 1976) и характеризуются основные черты формирования донных осадков (Лутт, 1980 б). В работах Х. Кессел (1980; Kessel, 1976) анализируется возраст донных осадков Балтийского моря по данным пылецевого и диатомового анализов, причем отмечается также незначительная мощность донных осадков Вьянамери. Обзор истории изучения эстонских морских лечебных грязей, схема распространения наиболее перспективных месторождений их и предложения дальнейшего геологического изучения освещаются в статье Ю. Каска (Kask, 1976).

Результаты исследовательских работ 1973—75 гг. освещены в ряде статей (Лутт, 1976; Лутт, 1980а, б; Kask, Lutt, Orviku, 1978). В 1979 году опубликована схематическая карта донных осадков Вьянамери (Lutt, 1979) с коротким описанием основных гранулометрических типов их. При изучении лечебных грязей Эстонии также были затронуты некоторые стороны осадкообразования в пределах отдельных частей Вьянамери (Каск, Лутт, 1979; Каск, Лутт, Пальгинымм, 1981 а, б; Lutt, Kask, 1980 а; Kask, 1981), в частности их гранулометрический состав, содержание органического вещества, влажность и возраст. Распределение основных химических компонентов (карбонатов, аморфного кремнезема и др.) в донных осадках представлено в двух работах (Каск, 1981; Лутт, Каск, 1983).

В связи с расширением комплексного исследования природы Матсалуского госзаповедника нами составлена схематическая карта донных осадков залива Матсалу (Lutt, Kask, 1980 б). В этой же работе приведены также структурные особенности и минеральный состав донных осадков залива, коротко рассмотрены и основные черты распределения осадочного материала по дну залива.

На основе изучения мощностей и возраста донных осадков Вьянамери характеризуется скорость их накопления в голоцене по сравнению с некоторыми другими частями Балтики (Лутт, 1982).

Кроме донных осадков нами изучена также литология морен и ленточных глин дна Вьянамери (Лутт, 1980 а).

В каждой из перечисленных работ рассматриваются частные вопросы (гранулометрический или минеральный состав, распределение отдельных химических компонентов и т. д.) осадконакопления в Вьянамери или в его отдельных частях. В настоящей книге все эти материалы собраны в единую целую и на их основе представлены основные черты осадконакопления в его пределах.

3. МЕТОДИКА РАБОТ И ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Обобщенный в настоящей книге материал собран в 1973 — 78 гг. во время экспедиций и/к "Июльдия". Полевым работам предшествовало изучение литературных источников и морских навигационных карт, чтобы наметить рекогносцировочные профили для выяснения общего характера распространения

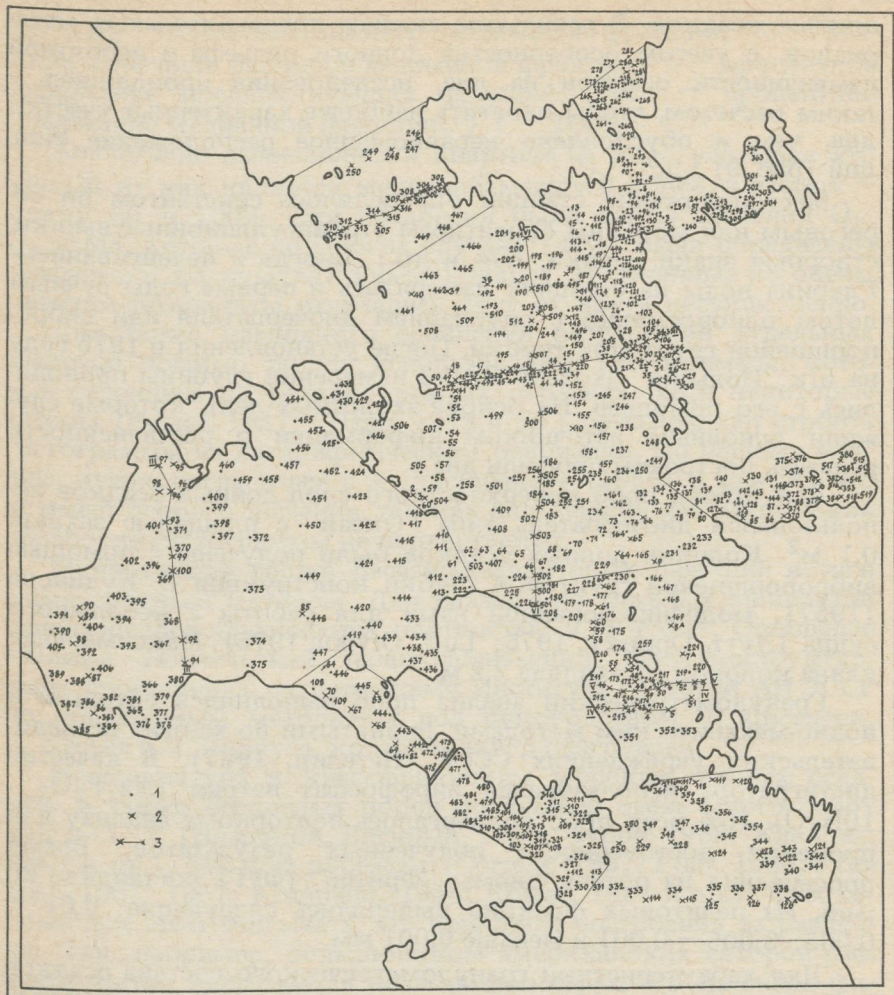


Рис. 9. Карта фактического материала: 1 — места отбора проб дночерпателем (аквалангистами); 2 — места отбора колонок вибротрубки; 3 — положение разрезов.

Fig. 9. Map of factual material: 1 — location of sampling by divers; 2 — location of sampling by vibrodrifting cores; 3 — location of sections.

донных осадков. В результате анализа предварительных материалов, с учетом особенностей донного рельефа и вероятной изменчивости осадков на дне, исследования проводились с таким расчетом, чтобы охватить наиболее характерные участки дна, чем и обусловлено неравномерное расположение станций (рис. 9).

Местоположение станций определялось секстантом по береговому или морским ориентирам (триангуляционные вышки, створные знаки, маяки, буи и др.), иногда и пеленгованием. Глубина воды на станциях измерялась в первые годы ручным лотом одновременно с опусканием дночерпателя или вибропоршневой грунтовой трубки. После установления в 1975 году на и/к "Иольдия" эхолота ПЭЛ-3 измерения глубины проводились с его помощью. На основе эхолотных лент, которые служили основным источником информации о расчлененности рельефа, построены профили дна.

Для отбора проб поверхностного слоя донных осадков использовался дночерпатель типа "Океан" с площадью захвата $0,1 \text{ м}^2$. Колонки донных осадков были получены с помощью вибропоршневой грунтовой трубки конструкции Е. Кудинова (1957), модифицированной нами для работы с небольшого судна (Лутт, Орвику, 1975; Lutt, Orviku, 1975). Максимальная длина колонок составляла 2,2 м.

Гранулометрический анализ проб выполнялся ситовым и водно-механическим методами, принятыми во многих исследовательских учреждениях СССР (Петелин, 1967). В качестве дистигратора использовался пиродиффрактометр натрия ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). 10% всех проб подвергалось повторному анализу для проверки достоверности полученных результатов. Время просеивания на ротате фирмы "Фритш" (ФРГ) составляло 20 мин. Из пелитовых фракций выделялись следующие: 0,01 — 0,005; 0,005 — 0,001 и меньше 0,001 мм.

Для характеристики гранулометрического состава осадков Вайнамери использовались два параметра: M_d — медианный диаметр и S_o — коэффициент сортированности, характеризующие основные особенности зернистости осадка (Рухин, 1947). Коэффициент сортированности вычислялся по системе квартилей по формуле $S_o = \frac{Q_3}{Q_1}$. Значения медианного диаметра вычислялись по формуле:

$$M_d = X_{M_d} + \frac{\frac{f}{2} - w}{f_{M_d}},$$

где X_{Md} — начальный диаметр медианной фракции; K — разность конечных размеров медианной фракции; W — процентное содержание предшествующих фракций; Md — процентное содержание медианной фракции; $\sum f$ — 100%.

Аналогично вычислялись и квантили Q_1 и Q_3 , учитывая, что первый из них является медианой между 0 и 50%, а второй — между 50 и 100%. Для сравнения были взяты значения Q_1 , Q_3 и Md , которые во многих случаях (40%) были определены графически по кумулятивным кривым. Полученные по обоим методам результаты отличались друг от друга несущественно.

Для более наглядного сравнения результатов отдельных анализов помимо таблиц использовались гистограммы, которые строились на условно равных отрезках, хотя некоторые авторы (Рухин, 1947; Паап, 1972 и др.) рекомендуют строить гистограммы на логарифмическом основании. По нашему мнению, нужно согласиться с А. Лисицыным (1956) в том, что это не имеет особого значения, так как дальнейшей математической обработке гистограммы не подвергаются.

Минеральный состав песчано-алевритовых фракций изучен иммерсионным методом. Для разделения тяжелых минералов использовался бромформ плотностью $2,89 \text{ г/см}^3$. Остальные анализы (химический палинологический, рентгеноструктурный) проводились сотрудниками Института геологии АН ЭССР по стандартным методикам под руководством Э. Юргенсон, Х. Кессел и Э. Пирруса, которым автор благодарен.

Номенклатуре и классификациям морских донных осадков, а также осадочных пород посвящено очень много работ как в СССР (Безруков, Лисицын, 1960; Зубов, 1950; Кленова, 1963 и др.), так и за рубежом (Correns, 1937; Folk, 1966; Fridman, 1961, 1967; Krumbein, 1946; Köster, 1960 и др.). Необходимо при этом учитывать, что принципы построения их различны. Так, например, большинством американских авторов размеры частиц выражаются не в миллиметрах, а в единицах фишкалы (Krumbein, 1934). Для перехода от фишкалы к метрической используются номограммы (Inman, 1952) или специальные таблицы (Page, 1955). Размеры частиц некоторыми исследователями, особенно немецкими (например, Correns, 1937), обозначают не через диаметр, а через радиус. Советскими исследователями наиболее часто применяется десятичная шкала.

Существующие в настоящее время в СССР классификации современных морских, а также континентальных осадков и древних осадочных пород составлены на различной основе (Безруков, Лисицын, 1960; Зубов, 1950; Кленова, 1963; Ру-

хин, 1969; Рыбалко, 1971; Усенко, 1971; Raukas, 1964, 1981 и др.), что в значительной мере обусловлено обособленным развитием морских геологических работ. Не следует забывать, что происхождение большинства осадочных пород мы расширяваем именно на основании изучения современного осадкообразования, важность которого отметил еще Л. Рухин (1962), подчеркнув особое значение изучения современных обломочных отложений, так как основные физические закономерности, влияющие на их образование (сила тяжести, вязкость воды и воздуха и т. д.), не менялись существенно во времени.

Каждая гранулометрическая классификация должна иметь количественные критерии; четко выражать гранулометрический состав реально существующих осадков (пород); иметь удобную терминологию; ее подразделения должны легко подвергаться математической обработке и увязываться классификациями, широко используемыми в практике океанологических и геологических организаций.

В морских геологических работах в СССР наиболее широко распространена гранулометрическая классификация Института океанологии АН СССР (Безруков, Лисицын, 1960), которая основывается на следующих трех признаках: медианном диаметре, размерах преобладающей фракции и ее процентном содержании. Она достаточно универсальна и с успехом может быть использована для прибрежных и мелководных отложений (Невесский, 1967).

Однако, следует учесть, что мелководные осадки отличаются чрезвычайной пестротой и несут отпечаток весьма разнообразных, интенсивно проявляющихся и очень изменчивых локальных процессов. Поэтому однозначные наименования механического состава осадка, которые делаются в классификации Института океанологии АН СССР и основываются на содержании преобладающей фракции, иногда трудно применимы для слабо сортированных осадков и не могут с достаточной точностью характеризовать их (Невесский, 1967; Рыбалко, 1971; Усенко, 1974). По-видимому, с такими же трудностями нередко сталкивались и сами авторы классификации, и поэтому объединяли крупные и мелкие пески (Безруков, 1960; Безруков, Лисицын, 1966 и др.). Эти трудности в какой-то мере устранены в классификации А. Рыбалко (1971) и В. Усенко (1974) благодаря применению треугольных диаграмм и введению класса смешанных пород.

Иначе подошел к решению этого вопроса Е. Невесский (1967). Он считает, что при характеристике грануломет-

рического состава прибрежных отложений, согласно рекомендации М. Швецова (1958), следует вначале писать название наиболее обильной фракции и согласно названию этой фракции именовать весь осадок, а потом остальные части писать в порядке убывания, причем за каждым названием фракции указать цифру, характеризующую ее процентное содержание.

Вышеуказанные классификации имеют также ряд недостатков. Например, они не позволяют более детально рассматривать песчаные и алевроитовые осадки, т. е. ими не предусматривается выделение крупных, средних и мелких песков, а также крупных и мелких алевроитов, которые среди осадков мелководья весьма широко распространены и часто прекрасно сортированы (содержат более 70% однородной фракции). Общее название "песок" в таких случаях обедняет истинный гранулометрический состав реально существующего осадка. Две названные классификации (Рыбалко, 1971; Усенко, 1974) позволяют в некоторых случаях именовать один и тот же осадок по-разному. Например, осадок состоящий из 20,5% пелита, 19% алевроита, 60,5% песка можно, согласно требованиям этих классификаций, отнести либо к алевроитистому песку, либо к глинистому песку, что на наш взгляд, может привести к путанице.

Предложенная Е. Невеским (1967) классификация, как и некоторые другие, содержит для реально существующих осадков очень много длинных и громоздких наименований, хотя развернуто и точно характеризует их гранулометрический состав. Такую квалификацию по существу невозможно использовать при картировании осадков, что относится к числу важнейших требований предъявляемых к классификации современных морских осадков вообще (Безруков, Лисицын, 1960; Усенко, 1974).

Учитывая вышеуказанное, нами в настоящей работе использовалась приведенная в табл. 7 несколько модифицированная гранулометрическая классификация терригенных морских осадков.

В отличие от первоначальной классификации (Безруков, Лисицын, 1960) здесь введены некоторые изменения, заключающиеся в следующем. Из номенклатурных единиц (помимо группы) выделены типы (пески и т. п.) и подтипы (мелкий песок и т. п.). Последние выделяются главным образом по преобладанию определенных преобладающих частиц, характерных для всего данного типа. Например, в мелком песке доминируют зерна песчаной размерности (1,0 — 0,1 мм), а среди

Таблица 7

Классификация морских терригенных осадков по гранулометрическому составу, по П. Безрукову и А. Лисицыну (1960) с дополнениями автора

Группа осадков	Тип осадка и размеры преобладающих частиц, мм	Подтип осадка и размеры преобладающих частиц, мм	
Грубообломочная	Глыбы, более 1000		
	Валунник, 1000 — 100	крупный	1000 — 500
		средний	500 — 250
		мелкий	250 — 100
	Галечник, 100 — 10	крупный	100 — 50
		средний	50 — 25
мелкий		25 — 10	
	Гравий, 10 — 1,0	крупный	10 — 5
		средний	5 — 2,5
		мелкий	2,5 — 1,0
Песчаная	Песок, 1,0 — 0,1	крупный	1,0 — 0,5
		средний	0,5 — 0,25
		мелкий	0,25 — 0,1
Алевритовая	Алеврит, 0,1 — 0,01	крупный	0,1 — 0,05
		мелкий	0,05 — 0,01
Пелитовая	Ил, менее 0,01	Алевритово-пелитовый, 50—70% частиц менее 0,01 пелитовый, более 70% частиц менее 0,01	

них, в свою очередь, зерна размерностью 0,25 — 0,1 мм, т. е. мелкопесчаные. Медианный диаметр осадка обычно находится в пределах преобладающей фракции, однако у плохо сортированных разновидностей он в зависимости от характера примесей, может быть несколько сдвинут в сторону больших или меньших значений. Более детальная гранулометрическая характеристика осадка, если это необходимо, дается в таблицах и иллюстрируется графиками. Для осадков, содержащих более 50% частиц размерностью менее 0,01 мм, в отличие от П. Безрукова и А. Лисицына (1960), мы предлагаем использовать термин "пелит", поскольку этот термин правильнее характеризует фракции менее 0,01 мм в современных осадках. Термин

"глина", на наш взгляд, более подходит для характеристики древних осадочных пород. К тому же глина как специфическая осадочная порода (осадок), должна иметь определенное количество собственно глинистых (коллоидных) частиц (обычно более 50%).

Следует добавить, что алевритово-пелитовые илы могут иногда содержать пелитовую фракцию несколько меньше 50%, но в таком случае эта фракция преобладает над другими фракциями и осадок имеет сравнительно сложный поликомпонентный состав. Нам кажется более справедливым и системным вывести мелкоалевритовые осадки из типа илов, поскольку в пределах Вьянамери они хорошо различимы по гранулометрическому составу, а также более сходны с крупными алевритами, чем с алевритово-пелитовыми илами. Поэтому в настоящей работе используется термин "мелкий алеврит". На основе общности гидродинамических свойств крупных и средних песков они на картах и профилях объединены. Объединены также грубообломочные осадки под общим названием "галечно-гравийные осадки".

В конце настоящей главы целесообразно коротко остановиться на употреблении некоторых часто используемых терминов.

Береговой зоной называется полоса современного взаимодействия суши и моря (Леонтьев, 1961; Зенкович, 1962). В ее пределах различают берег (является частью суши) и подводный береговой склон (является частью морского дна). Границей между ними служит береговая линия совпадающая со средним урезом моря (Зенкович, 1962). Верхняя граница берега, а следовательно и береговой зоны на берегах разрушаемых морем пройдет по верхней кромке клифа или уступа (например клиф на о-ве Кессулайд, уступ на о-ве Кыйнастулайд). В пределах Вьянамери, где подводный береговой склон обычно пологий и наблюдаются значительные нагоны воды, заливающие участки суши, верхней границей берега вслед за Каарелом Орвику (1974) следует считать линию, до которой доходит прибойный поток во время экстремального нагона.

Подводный береговой склон представляет собой мелководную часть морского дна начиная от средней береговой линии до глубины, где прекращается волновое воздействие на дно. Нижней границей подводного берегового склона, а следовательно и береговой зоны, долгое время считали границу распространения алевритовых (или илистых) осадков на дне. Такое определение нижней границы подводного берегового склона носит

условный характер, поскольку очевидно, что ее положение определяется не столько литологическими, сколько динамическими критериями. Согласно теории волновых процессов она проходит на глубине, равной половине длины наиболее крупных штормовых волн в данном районе.

В условиях Вьянамери, где преобладают волны длиной 3—7 м, их влияние доходит лишь до глубины 3—4 м и только при сильных штормах, когда длина волн доходит до 20 и более метров, они воздействуют практически на дно всей акватории и следовательно оно представляет собой подводный береговой склон.

В различных работах по разному пониманию термины "современный", "современные осадки", "современный этап осадконакопления" и т. п. Некоторые исследователи считают, что современный, это четвертичный или плейстоценовый, другие, что это голоценовый, третьи считают, что это понятие распространяется лишь на процессы протекающие в настоящее время под нашими глазами. В настоящей работе под современными подразумеваются процессы (и осадки), имеющие место (или накопившиеся) в субатлантическое время.

В настоящей работе употребляются еще два термина требующие короткого разъяснения. Бухтой называется небольшой залив отчлененный мысами от основного водоема (бухта Кейбу) и характеризующийся аккумуляцией наносов в вершине (Морская геоморфология, 1980). Под плесем подразумевается здесь сравнительно обширная часть акватории, имеющая спокойный рельеф дна с относительно малоизменяющимися глубинами.

4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СЕДИМЕНТАЦИЮ

Седиментация в Вьянамери во многом определяется геологическими факторами (состав коренных пород и плейстоценовых отложений, тектонические движения, рельефа дна, строение берегов). Поэтому необходимо привести основные черты геологического строения ложа и обрамления Вьянамери, а также проанализировать факторы, определяющие питание Вьянамери осадочным материалом.

4. 1. Дочетвертичные породы

Выходы кристаллических, а также вендско-кембрийских и нижне-среднеордовикских пород в прилегающих Вяйнамери районах не известны. Поверхность кристаллического фундамента залегает на значительной глубине: в Хаапсалу на глубине 290 м, в Кингиссеппе (на о. Сааремаа) на глубине 500 м. Однако недалеко от берегов Вяйнамери, в северной части о. Хийумаа в Палукюла отмечается поднятие кристаллических пород (Viiding, Pobul, Kala, 1969) на глубине 15–20 м (рис. 10). Кристаллические породы, находящиеся здесь даже выше современного уровня моря, покрыты осадочными породами и голоценовыми морскими отложениями.

На берегах Вяйнамери обнажаются верхнеордовикские и силурийские карбонатные породы, которые сравнительно легко поддаются абразии. При разрушении они дают в основном крупнообломочный материал.

Ордовикские карбонатные породы представлены в пределах Вяйнамери и в его окрестностях набаласким (F_{1a}), вормсиским (F_{1b}), пиргуским (F_{1c}) и поркуниским (F_2) горизонтами (рис. 11), в состав которых входят светлые сравнительно

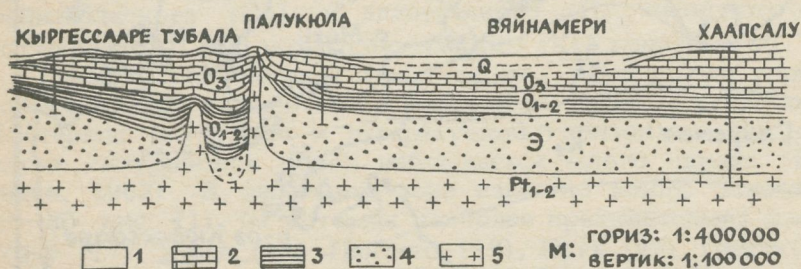


Рис. 10. Схематический геологический разрез по профилю о. Хийумаа — г. Хаапсалу (Viiding, Kala, Pobul, 1969): 1 — четвертичные отложения; 2 — осадочные породы верхнего ордовика; 3 — осадочные породы среднего и верхнего ордовика; 4 — осадочные породы кембрия; 5 — кристаллический фундамент.

Fig. 10. Geological section between Hiiumaa Island and Haapsalu (Viiding, Pobul, Kala): 1 — Quaternary deposits; 2 — Upper Ordovician sedimentary rocks; 3 — Middle and Lower Ordovician sedimentary rocks; 4 — Cambrian sedimentary rocks; 5 — crystalline basement.

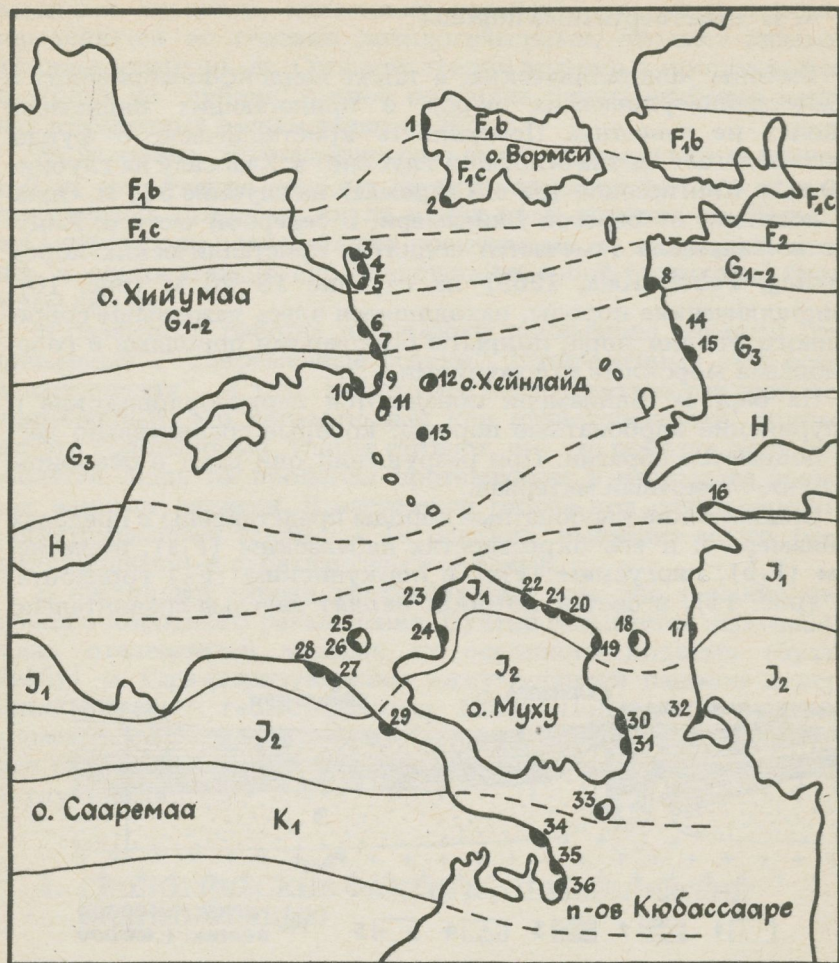


Рис. 11. Схематическая геологическая карта Вайнамери (Силур Эстонии, 1970) с дополнениями автора: точками и цифрами обозначены обнажения в современной береговой зоне.

Fig. 11. Geological map of Vainameri (The Silurian of Estonia, 1970) with the author's supplements: dots and numbers denote outcrops in recent littoral zone.

чистые известняки, содержащие прослой мергеля. Обнажения ордовикских пород на берегу моря известны на островах Хийумаа, Вормси и Вохилайд (1 — 5, рис. 11). Ордовикские карбонатные породы содержат обычно 10 — 30% терригенного материала (Вийдинг и др., 1977¹), среди которого в основном преобладают легкие минералы — кварц, полевые шпаты, глауконит, мусковит. Из тяжелых аутигенных минералов обычно на первом месте находится пирит, содержание которого может доходить до 99% от суммы тяжелых минералов, следуют фосфатный детрит (коллофан) и гидроокислы железа. Из черных рудных минералов встречаются магнетит, ильменит и метеоритные магнетитовые шарики. Аллотигенные прозрачные минералы составляют из тяжелых обычно незначительную часть и лишь редко их количество доходит до 10%. Из них наиболее часты циркон, турмалин, гранаты, роговые обманки, пироксены, титанистые минералы и эпидот.

Ассоциация глинистых минералов довольно однообразная: присутствуют гидрослюда (иллит), хлориты, в меньших количествах смешанослойные образования типа монтмориллонит-хлорит (Вийдинг и др., 1977¹).

Силурийские карбонатные породы по сравнению с ордовикскими распространены на берегах Вьянамери более широко (рис. 11). Они представлены породами юурского (G_{1-2}), райккюлаского (G_3), и адавереского (Н), яаниского (J_1), яагарахуского (J_2) и роотсикюлаского (K_1) горизонтов.

Силурийские породы представлены различными серыми известняками, доломитами и мергелями. Нередко встречаются биогермы (юурский и яагарахуский горизонты). Иногда в слоях силурийских пород наблюдается много пирита (Klaamann, 1962). В береговой зоне известно много обнажений (6—36, рис. 11), из которых наиболее примечательны клифы Уйзу (17), Кессе (18), Пюссина (19), Юугу (22), Пулли (27 и 28), Хюльге (34), Аникайтсе (35) и Кюбассааре (36).

На формирование минерального состава морских осадков Вьянамери кроме карбонатной составляющей некоторое влияние оказывала и терригенная часть карбонатных пород силура, которая колеблется обычно от 10 до 40% (Юргенсон, 1970).

¹Вийдинг Х. А., Клеесмент А. Э., Конса М. Й., Хейнсалу Х. Н., Юргенсон Э. А. Формирование минерального состава палеозойских отложений Северной Прибалтики. I ч. Таллин, 1977. Рукопись в Институте геологии АН ЭССР, 209 с.

В некарбонатной части обычно превалирует глинистая фракция, реже алевритово-песчаная.

Минеральный состав терригенного компонента силурийских пород довольно однообразен (Юргенсон, 1970). В алевритовых фракциях преобладают легкие минералы (кварц, полевые шпаты, слюды). Содержание тяжелых минералов в алевритовых фракциях всегда ниже 10%, а в пересчете на всю породу не превышает 0,3%. Среди тяжелых минералов встречаются циркон, гранаты, турмалин, рутил, сфен, брукит, апатит, корунд, амфиболы, пироксены, рудные минералы. Из аутигенных минералов присутствуют пирит, гидроокислы железа, анатаз, лейкоксен. Состав глинистых фракций, исключая метабентониты, также однообразен. Преобладает гидрослюда (иллит), содержание которого, колеблется от 70 до 100%. В качестве примесей присутствуют железистые хлориты (обычно 10 — 20%). В глинистых фракциях метабентонитов, сформировавшихся наиболее часто в адавереское и яаниское время, преобладают каолинит или смешаннослойные образования типа монтмориллонит-иллит (Юргенсон, 1978).

4. 2. Четвертичные отложения

Четвертичные отложения в пределах Вьянамери представлены в основном верхневалдайскими ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями (морена, пески, ленточная глина) или же морскими осадками разных стадий развития Балийского моря.

Почти по всей акватории Вьянамери распространена морена (Лутт, 1980 а; Kask, Lutt, Orviku, 1977), которая залегает непосредственно на коренных породах. Мощность морены на побережье Вьянамери обычно небольшая, не более 5—6 м (Örik, Laasi, 1937; Ratas, 1977 и др.). Мощность ее в пределах самой акватории не известна, однако можно предполагать, что здесь она несколько больше, чем на окружающей суше, но не превышает 10—15 м. В бассейне реки Казари прослеживается древняя погребная долина западного направления глубиной около 50 м, которая, вероятно, прослеживается в заливе Матсалу, а может быть и до пролива Созла (Каяк, 1970; Lannus, 1939; Tammekann, 1949; Miidel, Tavast, 1978). Мощность морены в пределах этой долины, возможно, более значительная.

В результате бурения вибропоршневой грунтовой трубкой в разных частях Вьянамери установлено, что морена представ-

лена здесь светло-серой карбонатной разновидностью, которая содержит иногда в значительном количестве гравийно-галечные фракции. Основная масса ее состоит из песчано-алевритово-глинистого компонента.

На морене, как правило, залегает ленточная глина. Граница между мореной и ленточной глиной обычно четкая. Иногда в нижней части ленточной глины можно отметить включения морены или песка. Верхняя граница ленточной глины всегда размыта и поэтому также хорошо прослеживается.

По внешнему виду все собранные дночерпателем или вибропоршневой грунтовой трубкой пробы ленточной глины из разных частей Вьянамери очень однообразны. В свежем виде они серовато-коричневые, а после высыхания приобретают светло-серый или светлый коричневатый-серый цвет. Верхние (5—15 см) обычно характеризуются серовато-синим или темно-серым цветом. В свежем виде отдельные сезонные слои почти не различаются, но после высыхания ленточная текстура все же хорошо прослеживается. Толщина сезонных лент обычно от нескольких до нескольких десятков сантиметров.

Гранулометрический состав морены дна Вьянамери (рис. 12) довольно изменчив. Количество песчаного, алевритового и пелитового материала в морене в среднем приблизительно одинаковое. Наиболее изменчиво содержание пелитовых фракций (табл. 8) — от 11,5 до 66,71% наиболее дефицитной из них является крупнопелитовая — 0,01 — 0,005 мм). Такая же закономерность проявляется и в моренах других районов Эстонии (Раукас, 1978 а, б). Коэффициент сортированности морены (S_o) колеблется также в широких пределах: от 2,38 до 11,14 (табл. 9). Значения медианного диаметра (Md) показывают, что среди изученных фракций морены доминирует песчано-алевритовый компонент.

Гранулометрический состав ленточных глин Эстонии хорошо известен по работам Э. Пирруса (1968). Анализ проб со дна Вьянамери показывает, что ленточная глина состоит в основном из частиц менее 0,01 мм (табл. 9), содержание которых часто превышает 60% (рис. 12). В соотношении пелитовых фракций проявляется четкая закономерность: с уменьшением размерности частиц увеличивается их процентное содержание. Количество песчано-алевритового материала в изученных пробах ленточной глины колеблется в больших пределах (табл. 8), составляя в среднем 15—30%.

В целом гранулометрический состав ленточной глины со дна Вьянамери довольно однообразен. По сравнению с ленточ-

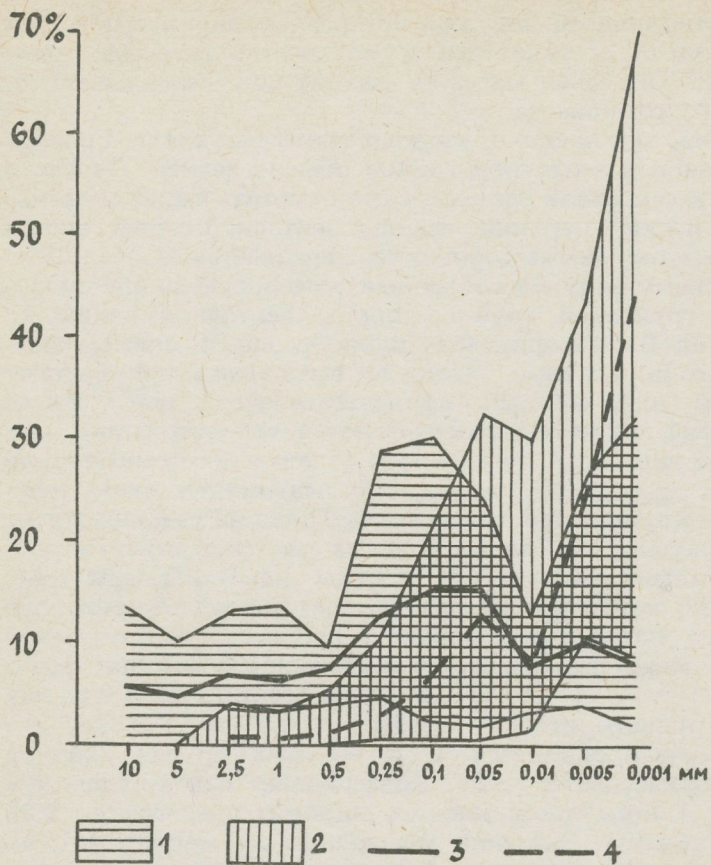


Рис. 12. Пределы изменения кривых распределения морен (1) и ленточных глин (2) и их средние значения: 3 — морен; 4 — ленточных глин.

Fig. 12. Boundaries of changes in distribution curves of tills (1) and varved clays (2) and their mean values: 3 — till; 4 — varved clays.

Таблица 8

Гранулометрический состав морены со дна Вьянамери (18 проб), %

Фракция, мм	Значения		
	максимальные	минимальные	средние
10—5	13,88	0	5,51
5—2,5	10,01	0	4,73
2,5—1,0	13,06	2,92	6,78
1,0—0,5	13,44	3,07	6,10
0,5—0,25	9,51	4,21	7,39
0,25—0,1	28,90	4,67	12,62
0,1—0,05	30,14	2,23	15,32
0,05—0,01	23,82	2,13	15,12
0,01—0,005	12,07	3,70	7,42
0,005—0,001	26,56	4,01	10,71
менее 0,001	32,95	2,09	8,30
менее 0,01	66,71	11,50	26,50
Md	0,42	0,0036	0,095
S ₀	11,14	2,38	5,94

Таблица 9

Гранулометрический состав ленточной глины со дна Вьянамери
(15 проб), %

Фракция, мм	Значения		
	максимальные	минимальные	средние
более 0,1	21,76	0,12	4,00
0,1—0,05	20,32	0,51	6,50
0,05—0,01	32,68	0,06	13,21
0,01—0,005	30,09	1,24	8,33
0,005—0,001	43,59	10,77	23,84
менее 0,001	70,63	8,53	44,12
менее 0,01	96,29	29,11	76,29
Md	0,036	0,00095	0,006

ными глинами других частей Эстонии глина этого района более тонкодисперсна, на что указывал также Э. Пиррус (1968).

Флювиогляциальные отложения в пределах Вьянамери встречаются сравнительно редко. Они представлены отложениями озов, а также маломощными прослоями и линзами в

Гранулометрический состав флювиогляциальных отложений со дна Вьянамери (n — количество проб), %

Фракция, мм	Средние пески (n = 10)		Мелкие пески (n = 7)	
	Пределы колебания	Среднее	Пределы колебания	Среднее
более 1,0	0,96—31,68	12,94	0—10,57	2,86
1,0—0,5	6,36—34,15	20,20	0,01—15,13	3,65
0,5—0,25	30,09—57,34	46,55	0,26—21,82	11,35
0,25—0,1	2,87—28,53	15,53	40,13—82,48	62,12
0,1—0,05	0,16—12,43	1,99	1,69—38,94	16,84
0,05—0,01	0,02—7,44	1,10	0,38—4,50	2,12
менее 0,01	0,16—8,33	1,87	0,59—1,85	1,04
Md	0,24—0,57	0,39	0,11—0,22	0,71
S ₀	1,26—2,02	1,57	1,17—2,00	1,44

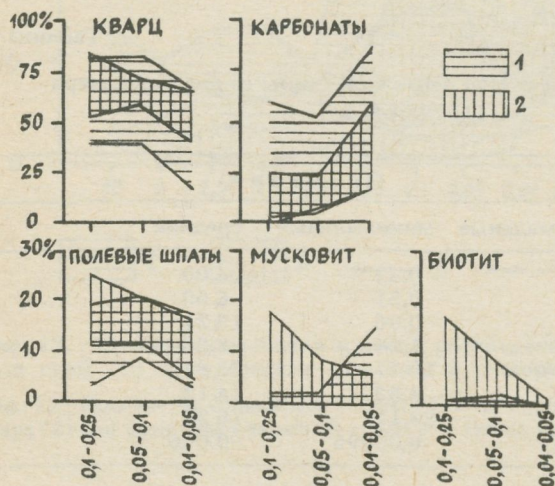


Рис. 13. Изменение содержания основных легких минералов в моренах (1) и ленточных глинах (2) со дна Вьянамери в различных гранулометрических фракциях.

Fig. 13. Change in the content of essential light minerals in tills (1) and varved clays (2) from the bottom of Väänameri in different grain size fractions.

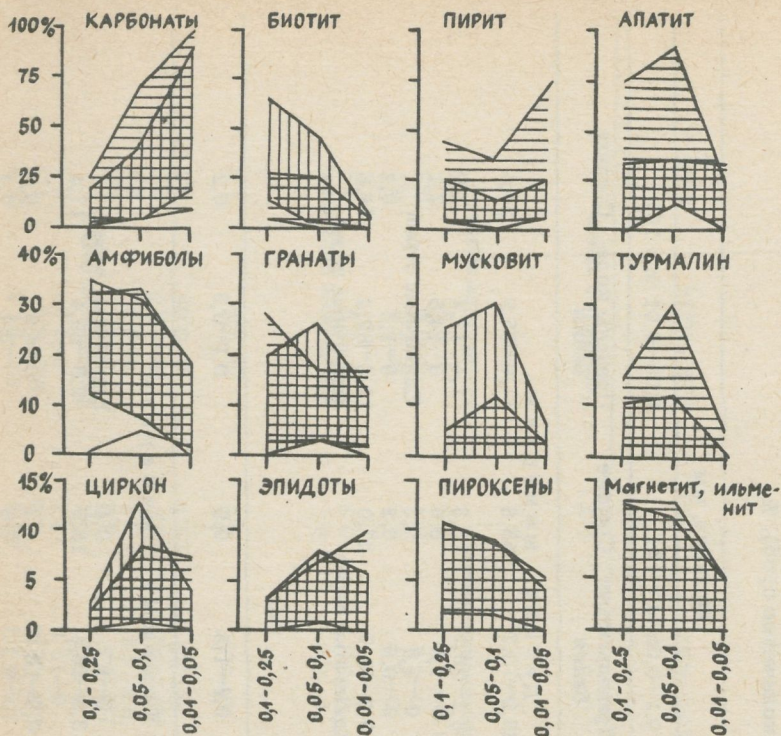


Рис. 14. Изменение содержания основных тяжелых минералов в разных фракциях морен и ленточных глин со дна Ваянамери. Условные обозначения см. на рис. 13.

Fig. 14. Change in the content of main heavy minerals in different grain size fractions of tills and varved clays from the bottom of Väinameri. For legend see fig. 13.

морене. Их распространение связано в основном с краевыми ледниковыми образованиями паливереской стадии, которые прослеживаются от мыса Пуйзе по островам Ваянамери до юга-востока о. Хийумаа.

Озы наблюдаются от о. Вормси к югу по небольшим островам Руккираху и Куйв; они известны также в южной части пролива Суур-Вяйн. Морфология озов сильно изменена волновыми процессами.

Флювиогляциальные отложения вскрыты также в нескольких скважинах, где они представлены главным образом мел-

Минеральный состав мелкопесчаной, крупноалевритовой и мелкоалевритовой фракции морены
(n — количество проб); %

Минералы	Фракции, мм					
	0,25—0,1 (n = 18)		0,1—0,05 (n = 18)		0,05—0,01 (n = 16)	
	Пределы коле- бания	Среднее	Пределы коле- бания	Среднее	Пределы коле- бания	Среднее
Легкие минералы						
Кварц	38,0—81,8	61,2	38,2—79,7	58,6	14,6—65,9	34,4
Полевые шпаты	2,5—19,1	11,1	8,2—20,1	13,3	2,4—17,2	7,0
Мусковит	0—1,3	0,2	0—1,8	0,6	0—14,5	2,1
Биотит	0—0,7	0,1	0—1,8	0,3	Единичные зерна	
Хлориты	Единичные зерна		0—0,6	0,2	0—1,3	0,2
Карбонаты	1,6—59,5	26,0	5,3—51,7	27,0	15,3—82,4	56,6
Глауконит	—		Единичные зерна		Единичные зерна	
Агрегаты, неопределимые зерна	0—0,6	0,1	—		—	
Окатанность кварца	1,4—2,5	2,0	0,6—1,3	0,9	0,1—0,5	0,2
Тяжелые минералы						
Гидроокислы железа, гематит	0—1,6	0,9	0—1,7	0,4	Единичные зерна	
Пирит	5,3—41,5	20,7	3,6—36,4	18,5	2,9—69,4	17,4
Магнетит, ильменит	0,3—13,1	5,3	0,3—12,6	4,2	0—4,9	0,5
Лейкоксен	0—0,8	0,2	0—2,3	0,8	0—3,4	0,4
Карбонаты	0,2—22,1	14,0	3,3—65,2	22,4	6,7—94,3	64,3
Биотит	3,3—26,9	12,7	0,2—24,6	5,6	0,1—4,2	1,2
Мусковит	0—4,3	1,0	0—11,6	2,1	0—1,8	0,4
Хлориты	Единичные зерна		0—0,4	0,1	Единичные зерна	
Амфиболы	1,7—10,5	5,8	1,6—8,7	4,2	0—5,1	1,1
Эпидот	0,3—3,3	1,6	0,8—6,9	3,2	0—9,8	2,4
Гранаты	2,2—28,3	10,4	2,9—16,9	8,7	0—16,6	3,4
Турмалин	0—1,4	0,4	0—3,0	1,0	0—0,05	0,1
Циркон, монацит	0—1,8	0,6	0—8,6	3,2	0—7,2	1,5
Силлиманит; ставролит, дистен, андалузит	0—0,4	0,1	0—0,6	0,1	Единичные вещества	
Рутил	Единичные зерна		0—0,8	0,3	0—1,9	0,5
Анатаз, брукит	Единичные зерна		0—3,0	0,6	0—2,3	0,7
Сфен	Единичные зерна		0—0,8	0,4	0—0,6	0,2
Апатит	0—2,9	0,7	0,5—3,6	1,5	0—0,9	0,2
Глауконит	Единичные зерна		Единичные зерна		Единичные зерна	
Даллит, коллофан	0—0,4	0,1	0—1,1	0,3	—	
Агрегаты, неопределимые зерна	0—1,3	0,7	0—0,8	0,2	Единичные зерна	
Выход тяжелой подфракции, %	1,06—3,01	1,82	0,98—4,61	2,56	1,35—16,14	5,13

Минеральный состав песчано-алевритового компонента ленточной глины со дна Вьянамери
(n — количество проб), %

Минералы	Фракция, мм					
	0,25—0,1 (n = 18)		0,1—0,05 (n = 9)		0,05—0,01 (n = 7)	
	Пределы колебания	Среднее	Пределы колебания	Среднее	Пределы колебания	Среднее
Легкие минералы						
Кварц	52,9—85,8	70,0	58,0—72,6	62,5	35,9—66,2	54,8
Полевые шпаты	11,4—25,2	16,3	10,8—19,5	16,4	4,0—15,7	10,6
Мусковит	0—18,1	3,3	0,6—8,1	3,2	1,4—5,8	3,5
Биотит	0—8,4	2,0	0—4,6	1,1	0—1,0	0,2
Хлориты	Единичные зерна		0—0,7	0,3	0—0,3	0,2
Карбонаты	0,9—25,3	7,2	7,0—22,2	12,4	13,2—58,3	30,4
Глауконит	0—1,0	0,2	0—1,8	0,7	0—0,7	0,2
Агрегаты, неопределимые зерна	0—1,3	0,2		—		—
Окатанность кварца	1,1—2,3	1,8	0,4—0,7	0,5	0,2—0,4	0,3
Тяжелые минералы						
Гидроокислы железа, гематит	0,6—2,4	1,3	0—2,2	0,6	0—0,5	0,1
Пирит	1,6—23,6	7,0	0,2—15,2	5,7	4,7—23,2	6,3
Магнетит, ильменит	0—12,7	4,6	0,2—11,2	3,8	0—4,6	1,5
Лейкоксен	0—0,4	0,1	0—2,8	0,8	0—1,0	0,2
Карбонаты	2,4—13,7	7,6	1,6—40,3	14,0	16,4—88,2	59,2
Биотит	12,8—66,2	35,9	3,2—47,8	13,0	0,5—5,7	4,0
Мусковит	0,5—25,4	8,7	0,2—30,9	7,0	0,8—4,6	2,0
Хлориты	Единичные зерна		0—0,9	0,2	Единичные зерна	
Амфиболы	0,4—34,5	17,2	4,6—31,1	23,4	2,7—18,3	10,4
Пироксены	0,2—10,2	3,6	0,2—8,8	5,2	0,6—4,0	1,6
Эпидоты	0,6—2,4	1,3	1,0—7,9	4,6	0—6,0	2,7
Гранаты	0,2—19,5	9,7	2,9—25,8	10,1	1,0—12,6	4,8
Турмалин	0—2,0	0,6	0,6—12,4	3,9	0,4—3,8	1,5
Силлиманит, ставролит, дистен, андалузит	Единичные зерна		Единичные зерна		—	
Рутил	Единичные зерна		0—1,2	0,3	0—2,2	0,6
Анастаз, брукит	—		0—0,6	0,4	0—2,2	0,9
Сфен	Единичные зерна		0—1,2	0,5	0—0,9	0,2
Апатит	0—1,4	0,4	0,6—1,4	0,9	0—1,4	0,4
Глауконит	Единичные зерна		0—0,4	0,1	0—1,9	0,4
Даллит, коллофан	0—1,4	0,3	0—0,8	0,4	—	
Агрегаты, неопределимые зерна	0—1,8	0,8	0—0,8	0,3	Единичные зерна	
Выход тяжелой подфракции, %	1,24—4,28	2,57	0,94—6,00	2,71	0,83—8,47	3,41

ким и средним песком (табл. 10). По гранулометрическому составу они довольно однообразны и хорошо сортированы.

Минеральный состав морены и ленточной глины исследован во фракциях 0,25 — 0,1; 0,1 — 0,5 и 0,05 — 0,01 мм иммерсионным, а во фракции менее 0,001 мм рентгеноструктурными методами. Нет необходимости останавливаться на характеристике отдельных минералов и минеральных групп, поскольку это достаточно подробно освещено в работах А. Раукаса (1961) и Э. Пирруса (1968).

Качественный состав минералов изученных фракций морен и ленточных глин не отличаются друг от друга (Лутт, 1980 а), однако их количественные различия довольно существенные (табл. 11 и 12, рис. 13 и 14). Как в морене, так и в ленточной глине наблюдается общеизвестная закономерность: с уменьшением размерности фракции увеличивается содержание тяжелых минералов. Наиболее высокая концентрация тяжелых минералов отмечена в мелкоалевритовой фракции морены (16,14%), что связано с концентрированием здесь карбонатных минералов. Необходимо подчеркнуть, что по нашим данным выход тяжелых минералов из мелкопесчаной и алевритовых фракций морены значительно выше, чем по данным А. Раукаса (1961, 1978 а, б). Это объясняется тем, что морена со дна Вьянамери содержит обычно много карбонатных минералов и пирита (табл. 11), которые попадая в тяжелую подфракцию, сильно увеличивают ее содержание (Лутт, 1980 а).

В распределении основных тяжелых, а также легких минералов по размерным фракциям (табл. 11 и 12, рис. 13 и 14) наблюдаются общеизвестные закономерности (Пиррус, 1968; Раукас, 1961 и др.). Иначе обстоит дело с глауконитом, который в наибольших количествах (до 1,9%) встречается в мелкоалевритовой фракции ленточной глины (табл. 12). Наши материалы не подтверждают вывода А. Раукаса (1961), по которому глауконит, вступающий в процесс транспортировки в виде сравнительно крупных обломков, как будто концентрируется в более крупных (мелкопесчаной) фракциях морен. Глауконит в изученных нами пробах происходит из палеозойских пород, где его зерна уже первоначально имели алевритовую размерность (Юргенсон, Тийрмаа, 1972), вследствие чего они концентрируются именно в этих фракциях (Лутт, 1980 а).

Сравнивая окатанность кварцевых зерен как из морены, так и из ленточной глины (табл. 11 и 12) можно заметить, что кварц из ленточной глины окатан хуже чем в морене. Это в первую очередь свидетельствует о том, что седиментацион-

Минеральный состав фракции менее 0,001 мм, %
(n — количество анализов)

Тип отложений	Гидро- слюды	Хлори- ты	Каоли- нит	Монт- морил- лонит	Смеша- нослой- ные	Карбонаты
Морена (n = 3)	83—72	13—10	12—5	5—0	—	50—25
Ленточная глина (n = 9)	82—65	35—12	18—0	16—0	10—0	5—0

ный материал попадал в бассейн преимущественно во взвешенном состоянии. Во вторых, угловатые, слабоокатанные зерна способны дольше держаться во взвеси и поэтому выносятся дальше от берегов бассейна, где оседают вместе с глинистым материалом.

Комплекс глинистых минералов из морены и ленточной глины (табл. 13) изученных проб типичен для четвертичных отложений Эстонии в целом (Пиррус, 1968; Пиррус, Раукас, 1963; Раукас, 1978 а и др.). Наиболее часто встречаются гидрослюды, затем хлориты и каолинит. Содержание монтмориллонита несколько меньше. Немного также смешаннослойных образований. В мелкопелитовой части морены бросается в глаза содержание карбонатов (в основном кальцита, в меньших количествах доломита и сидерита), в то же время когда в ленточной глине их количество ничтожное. Это объясняется, видимо, тем, что в ходе переотложения моренного вещества большая часть карбонатов из мелких пелитовых фракций растворилась.

В целом проанализированный материал свидетельствует о том, что гранулометрический и минеральный состав морены и ленточной глины со дна Вьянамери и прилегающей суши существенно не различаются, и поэтому полученные данные можно успешно использовать для характеристики питающих этот водоем отложений.

Морские голоценовые осадки залегают обычно на ленточной глине, реже на морене. Их мощность в пределах Вьянамери колеблется значительно (Лутт, 1982; Лутт, 1980 б; Лутт, Орвику, 1975), но, вероятно, не превышает 5 м. О распределении мощностей морских осадков дает представление рис. 15. Как видно, значительная часть акватории Вьянамери покрыта лишь маломощным слоем донных наносов. Во время сильного вол-

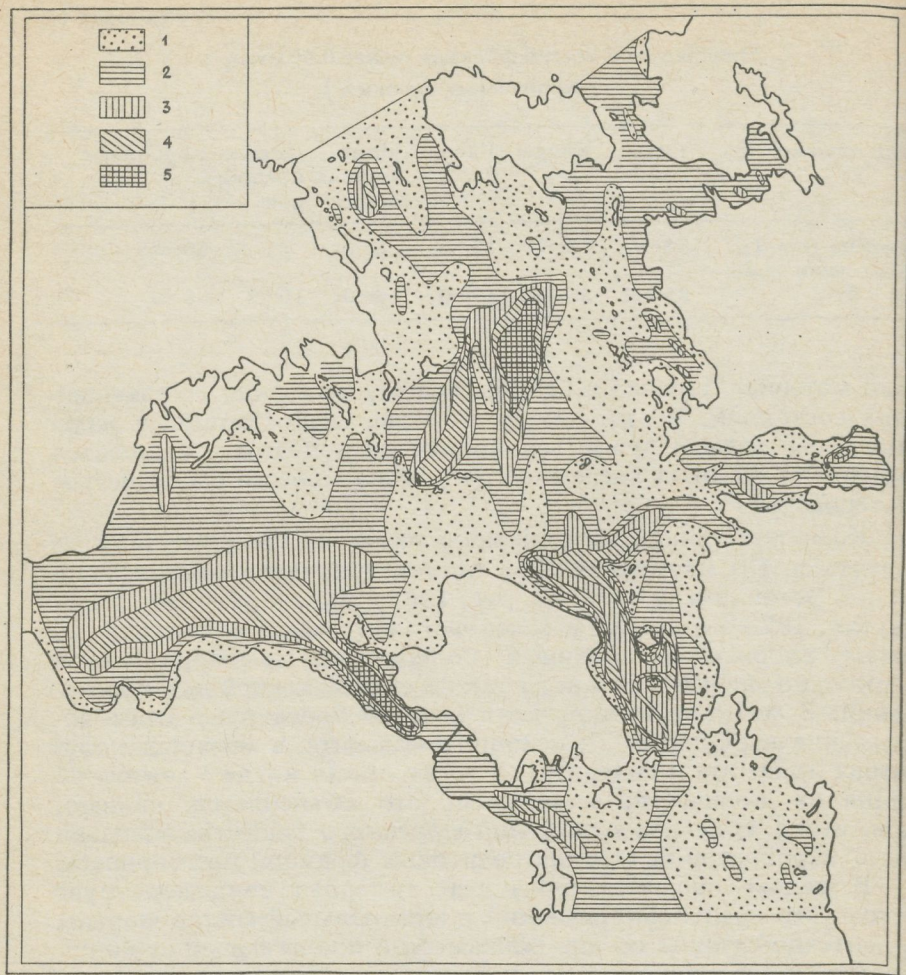


Рис. 15. Схема распределения мощностей голоценовых осадков Вайнамери: 1 — менее 5 см; 2 — 5–50 см; 3 — 50–100 см; 4 — 100–200 см; 5 — более 200 см.

Fig. 15. Map of the distribution of thickness of Holocene deposits of Väinameri: 1 — below 5 cm; 2 — 5–50 cm; 3 — 50–100 cm; 4 — 100–200 cm; 5 — over 200 cm.

нения основная масса их находится во взвешенном состоянии, главным образом в придонном слое воды. По существу в пределах этих участков происходит размыв дна или т. н. нулевое осадконакопление. Рядом с участками размыва в понижениях доголоценового рельефа, а также в защищенных от волнения заливах распространены морские пески и алевриты. Пелитовые морские осадки встречаются очень редко. Среди морских осадков наибольшее развитие получили крупные алевриты и мелкие пески. Реже наблюдаются крупные-средние пески и мелкие алевриты. Остальные типы осадков встречаются лишь спорадически.

Цвет донных осадков Вьянамери довольно однообразен. Верхний (0—2 см) слой обычно коричневатый, серовато-коричневый или желтовато-коричневый, реже зеленовато-серый. Коричневатые тона в более глубоких слоях осадков характерны для мелководных частей, где в основном по всей толще осадков развиты пески. Алевриты и пелиты в большинстве случаев зеленовато-серые, реже темно-серые. Смена окраски, как известно, свидетельствует о химической обстановке осадконакопления. В верхних слоях, где господствуют окислительные условия, преобладают светлые коричневые тона. Ниже среда становится восстановительной и там наблюдаются более темные сероватые или зеленовато-серые тона осадков. По мощности верхнего светлого коричневого слоя можно приблизительно судить о мощности слоя "волновой переработки" (Шуйский, 1963). Последний в пределах Вьянамери прослеживается не всегда. В более глубоководных частях и затишных зонах уже на поверхности осадка преобладают серые тона, и следовательно, заметной волновой переработке эти участки не подвергаются.

4. 3. Тектонические движения земной коры

Небольшая площадь Вьянамери не позволяет выявить здесь сколько нибудь характерных тектонических движений, свойственных только для этой части Балтики. Тектоническое развитие этого региона в течение всего геологического времени тесно связано с развитием окружающих ее районов. Поэтому остановимся на вопросах тектоники в более общем плане.

История развития структур дна Балтийского моря и окружающей суши в доголоценовое время рассматривалась многими исследователями и нашла обобщение в монографии "Геоло-

гия Балтийского моря", вышедшей в 1976 г. Поскольку поздние и послеледниковые колебательные движения земной коры определяют общий характер седиментации в пределах Вьянамери, остановимся на них более подробно, используя для этой цели материалы разных авторов (Блажчижин и др., 1976; Гуделис, 1972, 1973; Желнин, 1965; Орвику, 1960; Рандъярв, 1966 и др.).

Благодаря детальному и многостороннему исследованию древних береговых образований в непосредственной близости с Вьянамери с достаточной полнотой изучены суммарное тектоническое поднятие земной коры и интенсивность его в послеледниковое время и в голоцене (Орвику, 1960; Кессел, Мийдел, 1973 и др.).

Продолжение тектонического поднятия исследуемого района в современное время установлено геодезическим методом (Валлнер, Желнин, 1975; Желнин, 1963; Рандъярв, 1968 и др.), а также по наблюдениям за колебаниями уровня моря с помощью мареографов (Победоносцев, 1972).

По характеру и интенсивности проявления поздние-послеледниковые движения в Прибалтике целесообразно подразделить на два этапа: добореальный и бореально-послебореальный (Гуделис, 1972).

Позднеледниковье было временем постепенного сокращения ледникового покрова. Дегляциация нынешней акватории Вьянамери завершилась около 12 000 — 11 000 л. н. (Raukas, Punning, Rähni, 1969).

Начиная со времени образования приледникового озера G1, соответствующего максимальному распространению ледника пандивереской стадии около 12 050 л. н. (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971), до образования береговой линии пребореального Иольдиевого моря U_{II} , возраст которой около 9600 лет Северо-Западная Эстония поднялась примерно на 65 м. Отметим, что в последующие 9600 лет эта территория (о. Хийумаа) поднялась всего лишь на 50 м (Кессел, Мийдел, 1973).

Второй этап движений охватывает бореальный период и остальное послеледниковое время, т. е. около 9100 лет. Характерной чертой тектонической деятельности данного времени в Восточной Прибалтике в целом является перевес в сторону собственно-тектонических движений на постепенно затухающем гляцио-изостатическом фоне (Гуделис, 1972).

Как уже было отмечено выше, современная тектоническая активность Прибалтики изучается с помощью высокоточных повторных нивелировок и мареографических наблюдений. Счи-

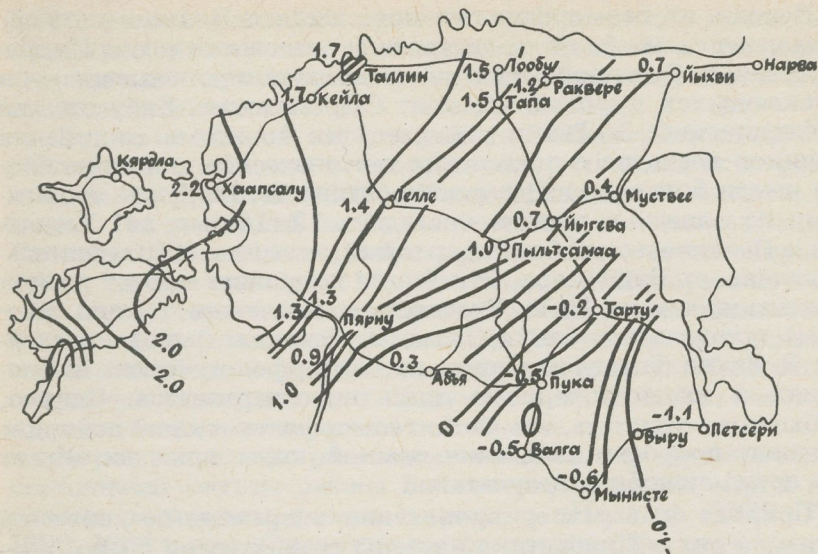


Рис. 16. Карта годовых скоростей современных движений земной коры ЭССР (Валлнер, Желнин, 1975).

Fig. 16. Map of annual rates of recent movements of the Earth's crust in the Estonian SSR (Валлнер, Желнин, 1975).

тают, что максимальные скорости поднятия земной коры приурочены к вершине Ботнического залива (9 мм/год). Нулевая изобазы пересекает вершину Финского залива и проходит примерно через г. Тарту, Ригу и Лиепая на запад (Якубовский, 1965; Победоносцев, 1972 и др.). Ход изобаз на картах современных вертикальных движений, составленных разными авторами в разное время, во многом напоминает картину новейших движений. В районе Балтийского моря скорость поднятия земной коры постепенно увеличивается по направлению к северной части Ботнического залива. Этот факт как будто свидетельствует о продолжающемся поднятии Фенноскандии. Однако точно расчленить эффект современного перемещения береговой линии Балтийского моря на тектоническую и эвстатическую слагаемые пока не удалось. Поэтому цифры, приведенные на картах годовых скоростей современных движений земной коры (например, на рис. 16), являются суммарными.

Исходя из геоморфологических данных Э. Ряхни (1973) составлена схема блокового строения осадочного чехла. Им выделяются в Западной Эстонии несколько поднимающихся и опускающихся крупных блоков: Сааремааский, Хийумааский и Михклинский. Э. Ряхни отмечает, что во время отступления ледников последнего оледенения тектонические движения блоков имели большую дифференцированность. Наиболее подвижными оказались в течение последних 12—13 тыс. лет Хааняский и Пандивереский блоки, которые расположены относительно далеко от Вьянамери. Эти блоки поднялись за этот период не меньше, чем на 30 м. Значительно медленнее (около 10—20 м) поднимались блоки Западной Эстонии. Выводы сделанные Э. Ряхни базируются лишь на геоморфологических наблюдениях и их достоверность здесь не оспаривается. Однако, необходимо отметить, что чисто геоморфологический подход к решению вопросов движения земной коры вряд ли может дать правдоподобные результаты.

Природа и характер проявления современных движений земной коры в Прибалтике изучены сравнительно слабо. Изученность этой проблемы в Эстонии в настоящее время достаточно полно освещена Х. Сильдвэ (1978). Он отмечает, что на настоящем этапе изучения вертикальных движений в Эстонии мы не можем однозначно решить вопрос о природе и причинах современных движений земной коры. В одном все же не приходится сомневаться — движения земной коры продолжаются и, по всей вероятности, они являются унаследованными от позднеледникового времени.

Одна из наиболее подробных схем строения фундамента Эстонии составлена по геофизическим данным в Институте геологии АН ЭССР под руководством Э. Побула (Побул и др., 1969¹). На этой схеме по комплексу геофизических признаков в области Вьянамери выделяются Кярдлаский, Ноароотсиский, Мартнаский, Вяттаский и Варблаский блоки. На основе этих материалов Х. Сильдвэ (1978) делает вывод, что связь между дифференцированными современными движениями и блоковым строением фундамента устанавливается лишь локально в основном в зонах нарушений, а современное регио-

¹Побул Э. А., Вахер Р. М., Сильдвэ Х. Х., Андра Х. Р. Отчет по теме: "Структурные особенности кристаллического фундамента и его физическая характеристика на территории Эстонской ССР". Рукопись в Институте геологии АН ЭССР. Таллин, 1969, 147 с.

нальное поднятие территории Эстонии в целом подчиняется общему поднятию Фенноскандии и связано с различными эндогенными процессами, усложненными гляциоизостатическими движениями.

Поднятие земной коры в районе Вяйнамери очевидно. Это убедительно показано в работах ряда эстонских исследователей (Валлнер, Желнин, 1975; Желнин, Валлнер, Сильдвээ, 1975 и др.). По последней схеме современных движений (Валлнер, Желнин, 1975) область Вяйнамери поднимается со скоростью 2,0 — 2,2 мм/год (рис. 16). Некоторое недоразумение вызывает карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы, составленная Д. Лилиенбергом с соавторами (Лилиенберг и др., 1972), под редакцией Ю. Мещерякова, где показано опускание о. Хийумаа, а на другой схеме в этой же работе отражено поднятие о. Хийумаа.

Хорошим иллюстративным материалом, доказывающим постоянный подъем района Вяйнамери, являются карты и архивные материалы разных периодов (Hermann, 1970; Parts, 1930, 1934 и др.). Сравнение конфигурации береговой линии по этим материалам показывает, что многие бывшие острова, например, Виртсу, Ноароотси, Рамси и другие превратились в полуострова, заметно уменьшилась площадь залива Матсалу. Однако присоединение островков к материку и другим островам происходит в пределах Вяйнамери быстрее, чем это можно предположить по скорости поднятия земной коры. Обусловлено это тем, что с уменьшением глубин водоема происходит ослабление волнения и течений. Последний фактор приводит к интенсивному зарастанию берегов и мелководных межостровных проливов тростником и ускоряет прирост суши.

4. 4. Рельеф дна

Рельеф дна Вяйнамери довольно разнообразен и повторяет в основном ледниковый рельеф, однако он несколько изменен деятельностью волн и течениями. Широкое развитие отмельных берегов, а также продолжение форм рельефа берегов на дне говорят об унаследованном характере современного рельефа дна.

Почти половина (49%) площади Вяйнамери имеет глубину менее 5 м. Мелководны заливы Хаапсалу, Матсалу, Топу и пролив Вяйке-Вяйн, а также обширная площадь юго-восточнее о. Хийумаа. Встречающиеся здесь многочисленные островки отмечают возвышения затопленного ледникового рельефа.

Глубины от 5 до 10 м охватывают 41% площади Вьянамери. Сюда относятся два участка с наиболее выровненным рельефом дна. Один из них расположен в средней части Вьянамери, восточнее о. Хийумаа, где глубина моря достигает 7 — 8 м. Второй находится северо-западнее о. Муху. Это т. н. плес Кассари (залив Кассари) с глубинами море на обширной площади 7 — 9 м.

Остальные 10% площади Вьянамери имеют глубину более 10 м. Десятиметровая изобата вытягивается в Вьянамери двумя узкими полосами — в пролив Хари-Курк, между островами Харилайд и Вормси и в пролив Суур-Вяйн. В проливе Хари-Курк глубина моря доходит до 16 м, а в проливе Суур-Вяйн до 23 м. По некоторым источникам (Лоция Балтийского моря, ч. I, 1948) даже до 27,5 м. По нашим данным последняя цифра все же преувеличена.

В южной части Вьянамери, южнее о. Вийрелайд, на глубине более 10 м наблюдается изменчивый рельеф дна, продолжающийся вдоль побережья о. Сааремаа. Судя по морским картам и эхолотным промерам донный рельеф здесь во многом напоминает рельеф дна юго-восточнее о. Хийумаа вокруг островков, с той лишь разницей, что глубина здесь на 10 метров больше. На дне в этом районе отмечаются возвышения неясного генезиса, относительная высота которых достигает 7 м. Судя по схеме, составленной Р. Карукапп (Раукас, 1978 а), рельеф этих участков образовался в условиях мертвого льда во время паливереской стадии.

В некоторых частях Вьянамери имеются быстро углубляющиеся впадины. Например, в проливе Хари-Курк, где 5- и 10-метровые изобаты подходят очень близко к берегу (угол уклона дна составляет $1,5^\circ$). Еще более крутой уклон дна наблюдается западнее о. Кессулайд, где он составляет до 6° .

4. 5. Характеристика берегов

Береговые процессы являются первым этапом перехода обломочного материала горных пород суши в морские осадки. Эти процессы развиваются в зависимости от геологического строения береговой зоны, а также от современных гидрологических факторов (Зенкович, 1962; Леонтьев, 1961).

Существенное влияние на развитие берегов Вьянамери оказывает современное поднятие земной коры, что неоднократно отмечено в работах К. Орвику и Каарела Орвику (Орвику

К., Орвику Каарел, 1961; Орвику, 1974; Orviku, K. jt., Orviku, K., 1969 и др.). В условиях пологого дна мелководного моря в береговые процессы постепенно включаются все новые и новые участки морского дна, т. е. происходит постепенное перемещение современного берега в сторону моря. Этим обусловлена кратковременность этих процессов, что в условиях отмелевого берега особо характерно для Вьянамери.

Согласно нынешним представлениям (Зенкович, 1962; Морская геоморфология, 1980) берега Вьянамери в основном отмелы (уклоны подводного берегового склона менее 0,01) и подвергаются относительно слабому волновому воздействию. Приглубыми (уклоны подводного берегового склона более 0,03) можно считать лишь некоторые участки в проливах Суур-Вяйн и Хари-Курк. Потоки наносов из-за малых глубин и изрезанности береговой линии слабо развиты. Характерным является поперечное перемещение осадочного материала в верхней части подводного берегового склона, подробно изученное Каарелом Орвику (1965).

Кроме волнения в преобразовании береговой зоны важное значение имеет морской лед (Орвику, 1965; Kildema, 1958; Orviku, 1960). Следы воздействия льда на берегах Вьянамери наблюдаются довольно часто. Особенно четко они проявляются на островах, где прослеживаются значительные скопления валунов, которые защищают берег от размыва.

В пределах Вьянамери Каарелом Орвику (1974) выделяется 6 подтипов берегов (береговой зоны) — клифовый, уступовой, скальный, моренный, галечный и илистый. Из них первые 4 относятся к абразионным, остальные к аккумулятивным берегам. Однако, следует отметить, что такая типизация берегов неудачна и отличается непоследовательностью. Так первые три подтипа выделяются по морфологическим признакам, а остальные по составу слагаемых их осадков. Также следует отметить, что в более ранних работах (Орвику, К., Орвику Каарел, 1961 и др.) эта типизация относилась к берегам (т. е. надводной части береговой зоны) и соответственно выделялись берега клифовые, уступовые, песчаные и др. Перенесение классификации типов и подтипов берегов непосредственно на подразделение береговых зон навряд ли правильно, приведет к путанице и не отражает во многих случаях в должной мере характер береговой зоны в целом. Если при классификации аккумулятивной береговой зоны исходить из характера осадков (наносов) слагающих как берег так и подводный береговой склон (а не только берег, что по нашему мнению вряд ли правильно), то

можно, например, выделить галечный берег с песчаным или песчаногравийным подводным береговым склоном, уступовый берег с песчаным подводным склоном и т. д.

Обрывистые берега в рассматриваемом районе распространены весьма ограничено. Относящиеся сюда клифы Пюссина, Пулли, Кессе, Каутлику и Уйзу связаны главным образом с Западно-Эстонским глинтом. Небольшие клифы установлены также на п-ове Кюбассааре (Einasto, 1961). В пределах клифов абразии подвергаются карбонатные породы яаниского, яагарахуского и роотсикюлаского горизонтов. Высота клифов небольшая (1,5 — 5 м), лишь клиф на о. Кессулайд имеет высоту 10 м (Veisson, 1976¹). Из клифов на подводный береговой склон поступают обломки карбонатных пород разной крупности.

Уступовые берега встречаются в пределах Вьянамери также редко. Они прослеживаются на п-ове Паммана (о. Сааремаа), на о. Кыйнастулайд и небольшими участками на о. Муху севернее деревни Когува и на п-ове Виртсу. На п-ове Паммана находится сложенный мореной уступ длиной около 1,8 км и высотой 2 — 5 м. По данным Каарела Орвику (Orviku, 1961) и А. Аалоз (Aaloe, 1967) уступовым является также "клиф" Везиру на о. Кыйнастулайд, высотой до 4 м и длиной около 1 км, сложенный грубообломочным материалом.

Низменные берега в пределах Вьянамери широко развиты. Они представлены моренным, илистым и галечным берегами.

Моренные берега в пределах Вьянамери широко развиты. Морена сравнительно легко поддается размыву и на берегу, а также на подводном береговом склоне в начальной стадии развития береговой зоны наблюдается интенсивный вынос более мелкого материала (глинистого, алевритового, песчаного, отчасти и гравийного). Крупный материал — галька, валуны и глыбы — накапливается на месте размыва, образуя защитную отмостку над мореной. В типичном виде моренные берега в пределах Вьянамери прослеживаются на о. Муху, Тондираху, в районе залива Матсалу и в других местах.

В пределах более или менее пологой и ровной поверхности исходного рельефа коренных карбонатных пород развивается скальный берег, который для Эстонии в целом малохарактерен.

¹Veisson, M. Kessulaiu ja Aegna saare rannavööndi iseloomustus. Дипломная работа, Тарту, 1976. Рукопись на кафедре геологии Тартуского государственного университета, 63 с.

рен (Орвику, 1974). В пределах Вьянамери такой берег известен лишь в Муясте (о. Сааремаа).

К илистым относятся такие участки берега, где прямая волновая деятельность весьма слаба. Поперечный профиль подводного берегового склона здесь очень пологий ($i \approx 0,0005$). На подходах к берегу глубина моря небольшая и забурунивание волн происходит далеко от средней береговой линии даже при высоком уровне нагонных вод во время сильного шторма. Наносы накапливаются на илистом берегу медленно.

В пределах Вьянамери илистые берега по мнению Каарела Орвику (1974) широко развиты. Они встречаются в заливах Хаапсалу и Матсалу, в проливе Вьяйке-Вьяйн и во многих других местах. Однако, как он отмечает, илистые берега в типичном виде встречаются сравнительно редко. Более распространены переходные разновидности между илистыми и пологими моренными берегами. Неясным остается сущность понятия "илистый берег" (или "илистая береговая зона"), поскольку общеизвестно, что такой берег образуется на участках поступления к морю очень больших количеств илистого (богатого частицами менее 0,005 мм) алювия, а активный слой, взмучиваемый при волнении, составляет десятки сантиметров (Морская геоморфология, 1980). Известные примеры илистых берегов описанные на побережье Желтого моря (Зенкович, 1962) имеют мало общего с примерами, приведенными Каарелом Орвику (1974) например в проливе Вьяйке-Вьяйн или между о-вами Муху и Кыйнастулайд. В последнем случае осушка сложена преимущественно средним песком. По мнению автора настоящей работы, в случае зарастания берега растительностью, более правильно говорить о "зарощем" или "задернованном" берегу (Орвику К., Орвику Каарел, 1961), а не об илистом.

Галечные берега характеризуются активным береговым валом из галечника или щебня. Подводный береговой склон подвергается здесь абразии, и в питании береговых аккумулятивных форм наряду с вдольбереговым транспортом наносов значительную роль играет выброс каменистого материала со дна (донное питание). Последнее для некоторых районов Вьянамери характерно (Каарел Орвику, 1974). Примерами галечного берега на островах Вьянамери служат небольшие острова Ханераху и Лангекаре, а также участок берега южнее клифа Пюссина и др.

В целом абразия берегов дает в состав донных осадков Вьянамери мало осадочного материала и имеет локальное значение. Зато абразия подводного берегового склона играет в питании водоема весьма существенную роль.

4. 6. Питание Вьянамери седиментационным материалом

В питании Вьянамери твердым осадочным материалом определенную роль играют такие факторы, как течения, волновые (абразия клифов, размыв уступов и морского дна) и неволновые процессы (деятельность морского льда, речной сток, эоловая деятельность, подземный сток). Поскольку влияние названных факторов на поставление и распределение седиментационного материала неодинаковое, целесообразно среди них различать основные, или определяющие (размыв морского дна), второстепенные, или локальные (абразия уступов и клифов, выносы рек, ледовая деятельность) и несущественные (эоловая деятельность, подземный сток).

Важнейшим фактором питания Вьянамери твердым осадочным материалом является абразия морского дна подводного берегового склона и подводных банок. Основные участки подводного размыва совпадают с площадями минимальных мощностей осадков (рис. 15). Необходимо отметить, что покров морских осадков этих участков имеет преимущественно остаточное происхождение и состоит из сравнительно крупного материала (средние и крупные пески) мощностью 1 — 2 см. Поскольку в течение послеледниковья область Вьянамери испытывала общее постепенное поднятие (Кессел, Мийдел, 1973), то вполне естественно, что на участках нынешнего подводного размыва при более высоких уровнях воды происходило накопление осадков. С постоянным понижением уровня моря, что явилось следствием поднятия земной коры, волновой переработке подвергались все новые участки морского дна, с которых ранее накопившиеся осадки либо сносились полностью, либо перемывались. Следовательно, подводный размыв как фактор поставки твердого осадочного материала в Вьянамери имел важное значение и во время более ранних этапов развития Балтийского моря. Известно, что в течение послеледниковой истории Балтики, как и в нынешнее время, в районе Вьянамери господствовали ветры южных и западных румбов, что способствовало абразии морского дна в пределах подводного берегового склона в большей мере в восточной части Вьянамери. Ввиду того, что к настоящему времени покров морских осадков со многих участков практически смыт, размыву подвергаются подстилающие их ленточная глина или морена.

По приблизительным подсчетам при подводном размыве в Вьянамери поступает ежегодно около 75 тыс. т. твердых осадочных компонентов. Сравнивая гранулометрический состав

морских осадков, а также основных питающих отложений (морены, ленточной глины), можно заключить, что довольно много тонкого материала (менее 0,05 мм) выносится течениями через проливы в другие части Балтики. По-видимому, таким путем из Вьянамери ежегодно выносится приблизительно 15 — 20 тыс. т. твердого вещества. В то же время следует учитывать, что входные течения постоянно приносят тонкие осадочные компоненты извне, но для основного количества вносимого течениями материала Вьянамери является лишь зоной транзита. Основное количество осадочного материала (преимущественно материал размерностью более 0,05 мм) образовавшегося при подводном размыве ввиду затрудненного водообмена с открытым морем и Рижским заливом и сравнительно быстрого оседания в пределах Вьянамери, подвергается лишь перераспределению.

Особую роль в мобилизации обломочного материала играют эпизодически повторяющиеся сильные штормы, сопровождающиеся значительными нагонами воды. Известно, что наиболее существенные перестройки береговой зоны происходят во время сильных штормов, когда она теряет большое количество обломочного материала, вынесенного за ее пределы. В условиях Вьянамери, где подводный береговой склон сравнительно пологий и уклоны дна небольшие, штормовой размыв играет ведущую роль в поставке твердого осадочного материала. В таких случаях усиленному размыву подвергаются кроме подводного берегового склона также участки берега, залитые нагонными водами. Вследствие сильных штормов за короткое время в бассейн может поступать количество материала, сравнимое с годовой "продукцией" абразии. Предполагается, что из штормовой "продукции" значительная часть (в основном более крупные фракции) уходит на восстановление профиля равновесия подводного берегового склона в фазу затухания шторма и выбрасывается на берег, но около 35—40% выносится за пределы береговой зоны (Болдырев, Гуделис, Шуйский, 1976). В условиях Вьянамери на подводном береговом склоне с затуханием шторма оседают в основном песчаные фракции, а также гравийно-галечный материал. Алевролитовые и пелитовые компоненты во время шторма в основном выносятся за пределы подводного берегового склона и накапливаются в зонах устойчивой аккумуляции. Большинство наиболее тонкого материала (менее 0,01 мм), находящегося сравнительно долго во взвешенном состоянии, легко выносится течениями в другие

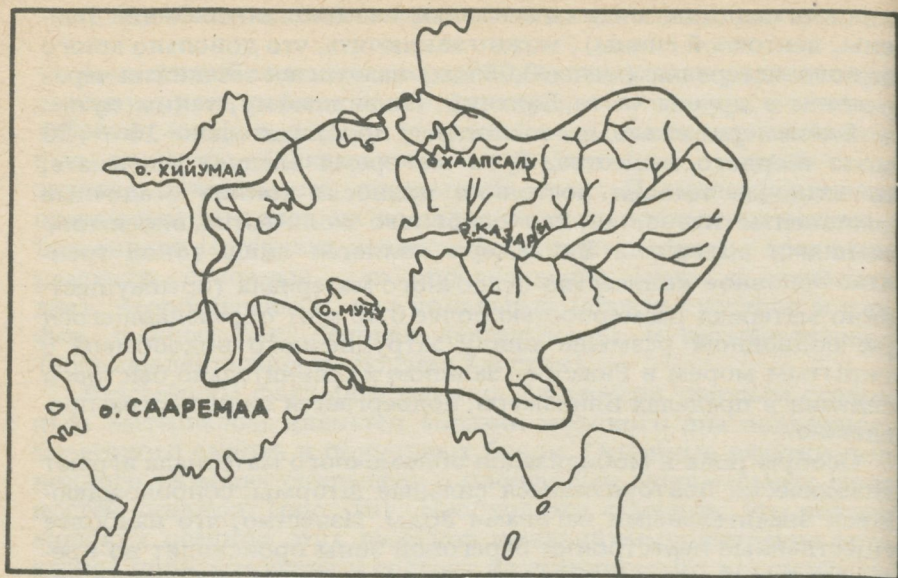


Рис. 17. Водосборный бассейн Вяйнамери.

Fig. 17. Drainage basin of Väinameri.

части Балтики и лишь частично накапливается в пределах тихоходных участков Вяйнамери.

Твердый сток рек в целом имеет для Вяйнамери локальное влияние. Аналогичные примеры можно привести и для других частей Балтийского моря, например, для Рижского залива, где выносы рек играют явно второстепенную роль (Блажчишин, Шуйский, 1973).

При анализе влияния твердого стока рек учтены литературные данные (Ресурсы поверхностных вод..., 1972). По нашим подсчетам водосборная площадь Вяйнамери (рис. 17) составляет около 5320 км^2 — в 2,7 раза больше, чем площадь самого водоема. Сюда впадает несколько десятков небольших рек и одна более крупная (Казари), водосборная площадь которой около 3400 км^2 . Среднегодовой сток в Вяйнамери составляет 1768 млн. м^3 . Учитывая, что средняя мутность воды в реке Казари составляет 8 г/м^3 , то получим, что в среднем с водосборной площади выносятся приблизительно 14 тыс. т. взвешенных

наносов в год. Количество влекомых наносов с этой же площади составляет лишь 412 т. Расчеты показывают, что ежегодно в Вьянамери поступает 132 тыс. т. растворенных веществ, в составе которых преобладают CaO — 63% (83 тыс. т.), MgO — 16,1% (21,4 тыс. т.), SiO_2 — 6,4% (8,4 тыс. т.), SO_3 — 4,4% (5,8 тыс. т.), Na_2O — 3,9% (5,2 тыс. т.) и Cl — 3,6% (4,8 тыс. т.). Из 146,4 тыс. т. осадочного материала, поступающего ежегодно в Вьянамери в виде твердого стока, на долю растворенных веществ приходится 90,3%, в то время как взвешенные наносы составляют 9,4 %, влекомые — 0,3%. Формула твердого стока для Вьянамери выглядит 1:33:321. Она значительно отличается от формулы, приведенной Н. Страховым (Страхов и др., 1954), для равнинных территорий гумидной зоны — 1:13:25, но очень мало отличается от таковой для Балтийского моря в целом — 1:30:287 (Болдырев и др., 1976). Следует согласиться с последними авторами в том, что аномальное соотношение между взвешенным и растворенным стоком характеризует только транзитную часть материала, мобилизирующегося на водосборе. Продукты механической эрозии в основном не попадают в море, а скапливаются в аллювии рек. Особенно много взвешенного материала задерживается, по мнению К. Порка (Pork, 1973), на пойме или же в тростниках реки Казари. О том, что рекой Казари выносятся в море (в залив Матсалу) лишь немного твердого осадочного материала свидетельствует распределение и небольшие мощности осадков в Матсалуском заливе (Lutt, Kask, 1980).

Осадкообразующая роль льдов в Балтийском море в целом небольшая (Блажчишин, 1976 а). Однако в отдельных его частях, отделенных от открытого море и отличающихся сравнительно суровым ледовым режимом, к которым относится и Вьянамери, влияние морского льда на мобилизацию осадочного материала, несомненно, имеет определенное значение. В пределах Вьянамери очень много мелководий с глубинами менее 1 м, где вода нередко зимой замерзает практически до дна. Такие места отмечены нами в заливах Матсалу, Хаапсалу и на других участках. В таких случаях ко льду нередко примерзает и верхний (3 — 5 см) слой донных осадков. Некоторое количество твердого материала попадает в лед также сильными ветрами и с зимних ледовых трасс, соединяющих материк и острова. По существу количество разносимого льдами материала небольшое и решающую роль не играет, однако встречающиеся в алевритах единичные гравийные зерна или даже гальки скорее всего

обусловлены ледовым разномом. Во время весенних ледоходов неоднократно в составе льдин в заметном количестве отмечен обломочный материал (Saarso, 1981), который при таянии льда постепенно откладывается на дно. На берегу льды нередко сильно распахивают рыхлый четвертичный грунт, уничтожая защитную мостовую морены и возобновляя таким образом эти участки для абразии. Деятельность теросистых льдов в береговой зоне подробно освещена Каарелом Орвику (1974 и др.).

Таким образом, в питании Вьянамери осадочным материалом решающее значение имеет размыв подводного берегового склона, особенно во время эпизодических сильных штормов, сопровождающихся нагоном воды. На современном этапе развития Вьянамери часто размываются сравнительно трудно абрадируемые ленточные глины и морена. Размыв плейстоценовых отложений облегчается благодаря наличию маломощного (до 5 см) слоя песчаных наносов, который во время сильных штормов в составе взвеси в придонном слое истирает сложенное ленточными глинами дно и этим значительно способствует образованию взвешенного материала. Можно предполагать, что ранее плейстоценовые отложения были покрыты более мощным слоем морских осадков, которые из-за подъема земной коры постепенно попадали в зону волновой абразии и были снесены.

5. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДКОВ

Осадочный материал, поступающий в Вьянамери, распределяется здесь под действием волнения и течений. Гранулометрический состав осадков определяется гидродинамическим режимом, а также составом отложений, слагающим береговую зону, морское дно и водосборный бассейн. Роль биогенной и хемотропной седиментации здесь весьма скромна.

5. 1. Типы донных осадков

Разнообразие условий осадконакопления находит отражение в типах донных осадков Вьянамери. Здесь распространены главным образом терригенные обломочные осадки разной крупности — от грубых галечно-гравийных до тонких алевро-пелитовых илов. Содержание биогенных компонентов в осадках низкое: органическое вещество составляет редко бо-

лее 5%, аутигенный аморфный кремнезем 0,14 — 3,6%. Количество карбонатов (по CO_2) колеблется от 0 до 21,3%, однако, как показывает минералогический анализ, здесь мы имеем дело главным образом с обломочным карбонатным материалом, который поступает в бассейн седиментации вследствие абразии карбонатных пород палеозоя или морены. Распространение раковинного материала в осадках скромное (обычно менее 1%). Следует считать, что осадки Вьянамери являются терригенными, частично слабокарбонатными и бескремнистыми. В них явно преобладает терригенный материал — либо обломочный, либо глинистый.

В пределах Вьянамери нами выделяются следующие типы морских осадков: галечно-гравийные, пески, алевроиты и пелиты (рис. 18). Кроме того, в пределах водоема сравнительно широко прослеживаются плейстоценовые отложения (морена, ленточная глина), которые обычно покрыты маломощным (до 5 см) слоем остаточных продуктов размыва.

Широко распространены в пределах Вьянамери пески и алевроиты, которые занимают почти одинаковую площадь (рис. 18). По сравнению с ними грубообломочные осадки занимают очень небольшие участки, приуроченные главным образом к выходам морен или к участкам карбонатных пород. Весьма незначительными "пятнами" прослеживаются также пелитовые осадки, которые свойственны затишным зонам.

Г р у б о о б л о м о ч н ы е о с а д к и, сложенные в основном галечно-гравийным материалом, распространены лишь в верхней части подводного берегового склона. Валунники как самостоятельный тип осадка нами не выделяется (районы распространения разбросанных валунов среди других осадков обозначены крестиками). Валунны покрыты растительностью и к ним прикрепились характерные для скалистых грунтов обитатели (*Balanus improvisus*, *Mytilus edulis*).

Г а л е ч н о - г р а в и й н ы е о с а д к и образуют сравнительно узкие полосы, окаймляющие выходы морен (рис. 18) в южной части пролива Суур-Вяйн и вдоль западного берега проливов Воози-Курк и Хари-Курк. Узкие полосы грубообломочных осадков наблюдаются также южнее о. Вормси и севернее входа в залив Матсалу. Глубина их распространения обычно не превышает 5 м, и лишь в южной части пролива Суур-Вяйн доходит до 10 м. Мощность галечно-гравийных осадков не превышает 5 см, иногда они встречаются лишь пятнами на поверхности морены. С галечно-гравийными осадками ассоциируется фауна двухстворчатых моллюсков

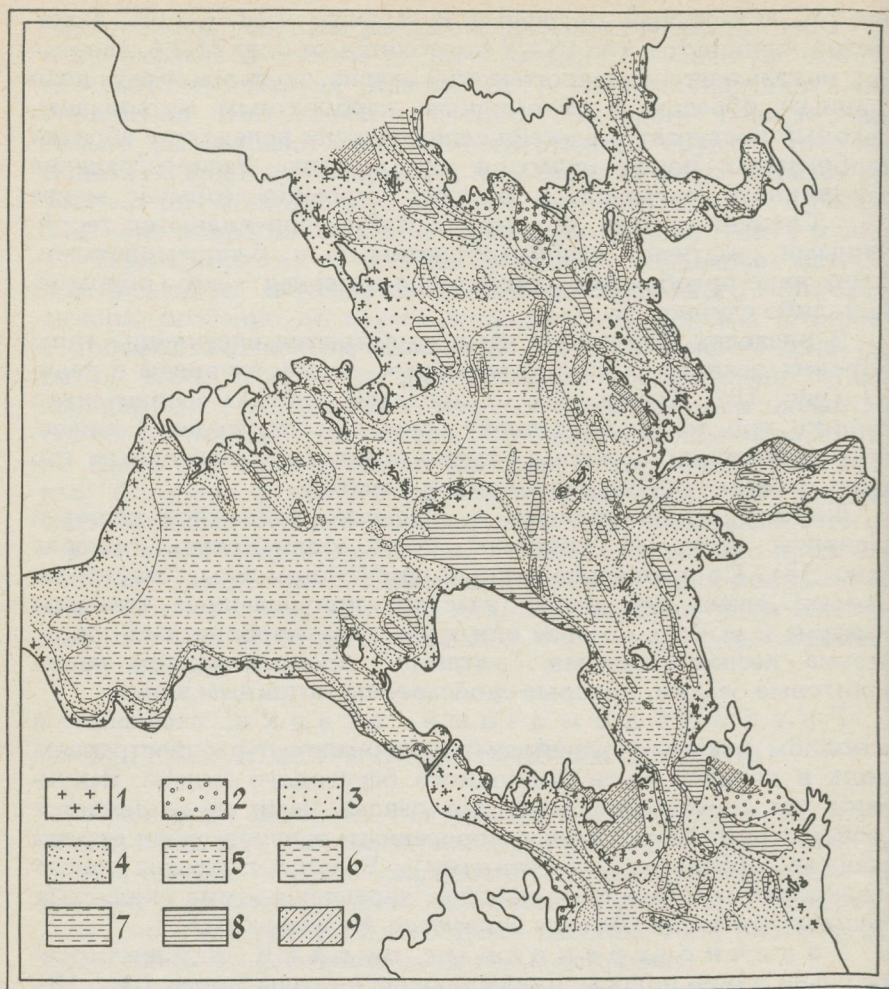


Рис. 18. Распространение гранулометрических типов в поверхностном слое (0–10 см) донных осадков Вайнамери: 1 — валуны и глыбы; 2 — галечно-гравийные осадки; 3 — крупные-средние пески; 4 — мелкие пески; 5 — крупные алевроиты; 6 — мелкие алевроиты; 7 — алевроитово-пелитовые илы; 8 и 9 — донные осадки отсутствуют, на дне обнажаются ленточные глины (8) и морена (9).

Fig. 18. Distribution of granulometric types in the upper stratum (0–10 cm) of bottom deposits of Väinämeri: 1 — boulders; 2 — pebble and gravel sediments; 3 — coarse and medium sands; 4 — fine sand; 5 — coarse aleurite (silt); 6 — fine aleurite (silt); 7 — aleuritic-pelitic mud; 8 and 9 — bottom deposits are lacking, on bottom exposures of varved clays (8) and till (9).

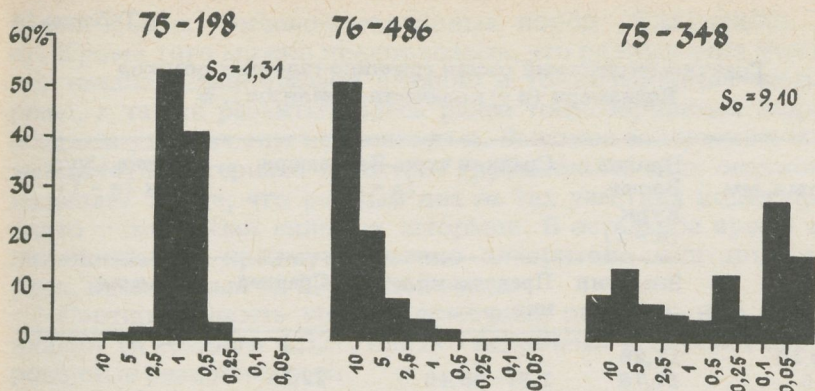


Рис. 19. Характерные гистограммы галечно-гравийных осадков Вайнамери.

Fig. 19. Typical histograms of (studied) pebble-gravel deposits from Väinameri (for location of the stations see fig. 9).

Mytilus edulis, *Mya arenaria* и других. Встречаются также усоногие раки *Balanus improvisus* и поселения водорослей *Fucus vesiculosus* и *Furcellaria fastigiata*.

В составе галечно-гравийных осадков (рис. 19) преобладают, как правило, гравийные зерна — в среднем 46% (максимально до 61,8%). Содержание галечного материала обычно не превышает 40%, лишь в одном случае оно выше 50% (51,3% — табл. 14). В составе грубообломочных осадков, распространенных в верхней части подводного берегового склона, где глубины не превышают 1,5 — 2 м, преобладают галечные фракции. Здесь много валунов. Гранулометрический состав этих осадков изучен Каарелом Орвику (1974).

В составе грубообломочных осадков содержится иногда довольно много песчаных зерен, особенно крупнопесчаных (табл. 14 и рис. 19). Количество последних может достигать до 40%. Интересно отметить, что в составе галечно-гравийных осадков, расположенных более глубоко (9 — 10 м), довольно много алевритовых (до 27,7%) и пелитовых частиц (до 17%). Это говорит о том, что такие донные осадки далеки от "зрелости" и тесно связаны с моренами в отличие от грубообломочных осадков, описанных в Южной Балтике, которые являются реликтами береговых образований или обусловлены размывом

Гранулометрический состав гравийно-галечных осадков
Вяйнамери (n — количество анализов), %

Фракция, мм	Пролив Воози- Курк (n = 1)	Средняя часть Вяйнамери (n = 3)		Пролив Суур- Вяйн (n = 1)	
		Значения	Пределы колеба- ния	Среднее	Значения
более 10	17,26	—	—	—	—
10—5	11,76	1,37—35,46	—	22,35	—
5—2,5	9,69	2,51—12,54	—	6,58	—
2,5—1,0	12,14	6,48—53,31	—	24,20	50,03
1,0—0,5	22,05	8,09—40,27	—	20,07	9,31
0,5—0,25	18,00	2,10—13,11	—	7,20	14,72
0,25—0,1	6,87	0,12—18,23	—	8,10	4,67
0,1—0,05	1,50	0,05—6,34	—	3,32	10,10
0,05—0,01	0,10	0,02—7,29	—	2,53	4,33
менее 0,01	0,63	0,25—16,01	—	5,63	6,84
Md	1,13	0,37—2,02	—	1,16	1,00
S ₀	3,72	1,31—7,8	—	3,84	3,38

Фракция, мм	Пролив Вяйке-Вяйн (n = 3)		Южная часть Вяйнамери (n = 2)	В целом по Вяйнамери (n = 10)	
	Пределы ко- лебания	Сред- нее	Значения	Пределы ко- лебания	Среднее
более 10	16,31—51,31	35,03	8,86; 30,28	0—51,31	16,25
10—5	14,69—21,45	17,57	14,01; 25,08	0—35,46	17,06
5—2,5	7,12—11,93	9,76	6,90; 13,24	0—13,24	7,88
2,5—1,0	8,00—11,83	9,89	4,50; 13,45	4,50—53,31	18,13
1,0—0,5	3,67—15,08	10,56	3,67; 8,10	3,67—40,27	13,50
0,5—0,25	2,16—17,38	10,76	7,08; 12,81	2,10—18,00	10,65
0,25—0,1	0,40—6,47	3,23	1,79; 4,64	0,12—12,23	5,20
0,1—0,05	0,25—3,46	1,35	0,30; 20,14	0,05—20,14	4,61
0,05—0,01	0,35—1,73	0,90	0,17; 7,56	0,02—7,29	2,24
менее 0,01	0,32—2,03	0,95	0,61; 16,94	0,25—16,94	4,48
Md	1,43—10,05	5,86	0,26; 6,05	0,26—10,95	2,94
S ₀	1,57—4,10	3,13	9,1	1,31—9,10	4,32

палеогеновых песчано-алевритовых пород (Блажчишин, 1976 а). Кроме того можно предположить, что размыв этих участков дна начался сравнительно недавно и тонкозернистая часть морены, а также развитых здесь ранее тонкозернистых морских осадков удалена еще не полностью. Высокое содержание тонкозернистого материала в составе грубообломочных осадков показывает также, что размыв дна на тех участках ходит прерывисто — во время сильных штормов. В остальное время здесь накапливается преимущественно алевритово-пелитовый материал, вынесенный из береговой зоны.

Сортированность грубообломочных осадков, как правило, низкая (в среднем 4,32), однако встречены и хорошо отсортированные разновидности.

В качестве сравнительного материала приводим некоторые данные по гранулометрии гравийных осадков из Пярнуского, Таллинского заливов и бухты Кейбу (табл. 15), а также из Рижского залива, мелководной зоны восточной и северной Балтики и Финского залива (табл. 16) по результатам работ других исследователей (Блажчишин, 1976 а).

В прибрежных водах Эстонии гравийные осадки нередки. Глубины их распространения обычно до 5—6 м. В гравийном компоненте преобладают, как правило, мелкогравийные зерна, реже среднегравийные (Пярнуский залив). Роль песчаных фракций различна, но среди них в большинстве случаев доминируют зерна размерностью 1,0 — 0,5 мм. Количество более тонкого материала редко превышает 10% (табл. 15). Сортированность гравия в пределах изученных участков различна, но по сравнению с аналогичными осадками Вьянамери они в основном сортированы лучше.

Гравийные осадки из мелководных зон северной и восточной части Балтики и Рижского залива характеризуются сравнительно высоким содержанием гравийного компонента (табл. 16) по сравнению с однотипными осадками Вьянамери. Преобладающими являются мелкогравийные зерна, содержание которых достигает 85,1% (Блажчишин, 1976 а). Из примесей также наиболее часта крупнопесчаная фракция, а роль мелких (менее 0,1 мм) компонентов значительно меньше. Сортированность названных гравийных осадков также различна.

На основании анализа гранулометрического состава 47 проб гравийных осадков из различных частей Балтики (табл. 14—16) следует отметить, что в их составе наиболее часты мелкогравийные зерна. Основной примесью встречается крупнопесчаная

Гранулометрический состав гравийных осадков Таллинского, Пярнуского заливов и бухты Кейбу (n — количество проб), %

Фракции, мм,	Таллинский залив (n = 5)		Пярнуский залив (n = 5)		бухта Кейбу (n = 5)	
	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее
более 10	0—15,48	5,27				
10—5	2,51—15,30	8,62	1,52—14,6	7,32	0—4,50	1,16
5—2,5	6,73—45,14	18,79	4,68—86,08	32,62	4,63—13,24	10,30
2,5—1,0	18,30—62,08	32,28	0,99—48,24	24,49	36,12—69,61	48,96
1,0—0,5	8,76—29,11	17,67	0,98—24,22	13,42	5,53—33,59	21,95
0,5—0,25	2,00—13,47	7,60	0,80—18,82	8,57	0,56—16,08	6,95
0,25—0,1	0,19—14,46	7,27	1,36—15,89	6,91	0,08—29,66	8,41
0,1—0,05	0,03—6,84	2,21	0,03—11,45	4,02	0,06—7,53	2,17
менее 0,05	0—0,29	0,09	0,01—12,98	2,82	0,02—0,41	0,11
Md	0,99—2,62	1,76	0,95—3,12	1,85	0,99—1,55	1,20
S ₀	1,40—3,59	2,33	1,41—3,23	2,19	1,28—3,56	1,91
Глубины распростра- нения, м	0—23		0—5		0—8	

Гранулометрический состав гравийных осадков Балтики
(Блажчишин, 1976а), (n — количество проб), %

Район моря	Фракции, мм						Md	S ₀
	более 1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	менее 0,1			
Мелковод- ная зона восточной Балтики (n = 15)	75,4	11,1	7,3	3,1	2,2		2,32	1,96
Северная Балтика и Финский залив (n = 4)	52,0	20,8	13,0	4,4	9,9		1,38	2,45
Рижский залив (n = 2)	51,2	18,5	14,0	16,5	4,9		1,10	3,71

фракция. Роль мелких (менее 0,1 мм) компонентов наиболее значительна в гравийных осадках Вьянамери.

П е с к и занимают приблизительно половину площади Вьянамери (рис. 18). Выделяются крупные, средние и мелкие пески (первые два на рис. 18 даны вместе).

К р у п н ы е и средние пески распространены в основном на глубинах до 7 — 8 м. Небольшими пятнами и полосами они прослеживаются также в южной части пролива Суур-Вяйн на подводных "холмах" на глубине 12 — 15 м и в проливе Хари-Курк (рис. 18). Нередко они ассоциируются с галечно-гравийными осадками, с которыми они сходны по условиям формирования. Крупные и средние пески обычно покрывают маломощным слоем (до 10 см) ленточную глину. В колонках вибропоршневой грунтовой трубки они, как правило, образуют базальный слой морских осадков мощностью до 5 см на ленточной глине.

К р у п н ы е пески характеризуются обычно довольно значительной примесью грубообломочного материала (в сред-

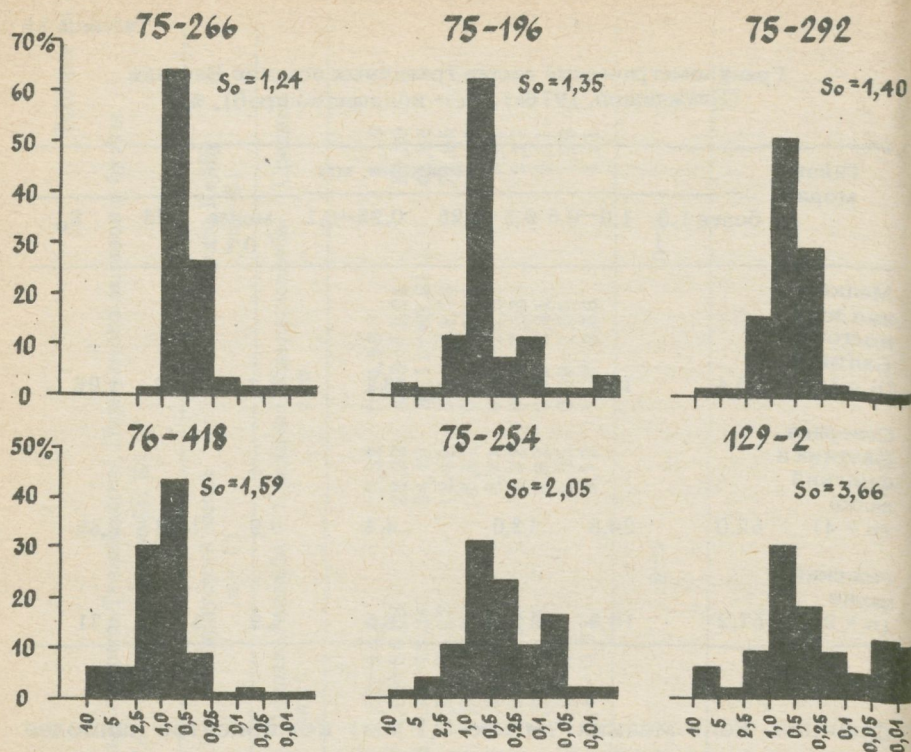


Рис. 20. Характерные гистограммы изученных крупных песков Вайнамери.

Fig. 20. Typical histograms of (studied) coarse sand from Väinämeri (for location of the stations see fig. 9).

нем около 20%). Сортированность крупных песков различна (табл. 17), но преобладают хорошо сортированные разновидности, содержащие более 50% фракции 10 — 0,5 мм (рис. 20). Хорошо сортированные крупные пески примыкают к участкам распространения галечно-гравийных осадков, образуя узкие полосы мористее последних. Судя по их гранулометрическому составу и положению на подводном береговом склоне, материал, слагающий эту разновидность крупных песков, частично вымыт из гипсометрически вышележащих грубообломочных осадков, а частично представляет собой остаточный продукт

Гранулометрический состав крупных песков Вьянамери
(n — количество проб) , %

Фракции, мм	Пролив Воози- Курк (n = 6)	Зал. Хаапсалу (n = 1)		Зал. Толу (n = 2)
	Пределы колеба- ния	Среднее	Значения	Значения
более 10	0—9,14	2,67	—	—
10—5	0—11,29	3,46	0,18	—
5—2,5	0,05—12,52	2,96	0,41	—
2,5—1,0	0,88—37,54	19,47	6,44	5,20; 7,44
10—0,5	26,58—63,44	41,62	51,40	26,70; 56,83
0,5—0,25	7,28—29,89	22,89	12,58	16,61; 33,78
0,25—0,1	1,70—10,10	4,26	20,14	2,21; 16,77
0,1—0,01	0,04—6,77	1,92	4,72	0,54; 24,45
менее 0,01	0,16—1,37	0,75	4,13	1,35; 2,89
Md	0,16—1,37	0,72	0,56	0,33; 0,61
S ₀	1,24—3,05	1,72	1,92	1,43; 2,89

Фракции, мм	Центральная часть Вьянамери (n = 6)	Плес Кассари (n = 2)		Зал. Матсалу (n = 1)
	Пределы коле- бания	Среднее	Значения	Значения
более 10	—	—	0; 1,20	4,68
10—5	0—1,19	0,52	0; 4,80	1,86
5—2,5	0,73—3,58	1,47	2,84; 5,82	1,36
2,5—1,0	3,08—23,69	11,17	9,66; 30,04	8,78
1,0—0,5	28,67—76,72	48,51	29,58; 43,34	29,83
0,5—0,25	6,90—31,99	17,65	3,83; 25,39	17,22
0,25—0,1	1,90—18,15	9,91	0,91; 5,70	8,23
0,1—0,01	0,69—17,78	6,72	2,64; 23,17	17,50
менее 0,01	1,18—7,55	4,05	1,42; 3,66	11,54
Md	0,46—0,81	0,60	0,42; 0,90	0,45
S ₀	1,27—2,33	1,76	1,59 ; 3,40	3,66

Таблица 1
(окончание)

Фракции, мм	Пролив Суур- Вяйн (n=1)	Южная часть пролива Суур-Вяйн (n=2)	В целом по Вяйнамери (n = 21)	
	Значе- ния	Значения	Пределы колеба- ния	Среднее
более 10	—	—	0—9,14	2,25
10—5	0,01	0; 1257	0—12,57	2,28
5—2,5	0,62	0,001; 5,90	0,01—12,52	2,29
2,5—1,0	11,91	4,86; 19,10	0,88—37,54	12,68
1,0—0,5	21,62	28,21; 67,55	21,62—76,72	42,66
0,5—0,25	17,18	22,50; 26,55	6,90—33,78	20,18
0,25—0,1	9,46	0,70; 3,93	0,70—20,14	7,19
0,1—0,01	35,73	0,11; 5,42	0,04—35,73	7,46
менее 0,01	3,47	0,22; 2,37	0,16—11,54	3,01
Md	0,29	0,62; 0,72	0,29—0,90	0,61
So	2,77	1,22; 2,08	1,24—3,66	1,95

размыва, из которого более мелкие частицы удалены. В низах колонок вибротрубки встречаются слабосортированные крупные пески (129 — 2, рис. 20) содержащие довольно много более мелкого материала. Их поликомпонентный состав заставляет предполагать, что они образовались в условиях недостаточной волновой переработки и захоронились сравнительно быстро под слой более тонкозернистых осадков.

В целом крупные пески осадков Вяйнамери встречаются сравнительно редко, что также является одной из причин их объединения со средними песками.

Крупные пески встречаются и в других районах прибрежного моря Эстонии (табл. 18). Особенно часты они среди осадков бухты Кейбу. Основной примесью они содержат среднеспесчаные зерна, а количество частиц менее 0,1 мм значительно меньше, чем Вяйнамери. По сравнению с аналогичными осадками Вяйнамери сортированность крупных песков Таллинского и Пярнуского заливов, а также бухты Кейбу заметно лучше, что обусловлено более активной гидродинамикой в пределах этих участков.

Крупные пески из других частей Балтики (табл. 19) более гетерогенны по сравнению с аналогичными осадками прибрежных районов Эстонии. Они содержат заметно больше крупно-

Гранулометрический состав крупных песков Таллинского и Пярнуского заливов и бухты Кейбу
(n — количество проб), %

	Таллинский залив (n = 3)		Пярнуский залив (n = 6)		Бухта Кейбу (n = 11)	
	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее
более 2,5	—		0—2,23	0,78	0—24,68	4,23
2,5—1,0	2,24—25,00	12,11	6,31—44,34	19,22	0,66—44,73	14,87
1,0—0,5	46,60—61,08	53,57	30,08—66,03	51,34	34,98—64,93	45,01
0,5—0,25	27,03—34,13	31,39	4,20—37,57	20,08	6,63—43,56	24,74
0,25—0,1	1,33—4,87	2,76	0,09—12,07	5,10	0,28—36,35	10,67
0,1—0,05	0,04—0,35	0,15	0,12—5,22	2,11	0,04—1,05	0,42
менее 0,05	0—0,03	0,02	0,01—1,82	0,37	0—0,20	0,06
Md	0,55—0,67	0,60	0,52—0,95	0,69	0,49—0,96	0,66
S ₀	1,21—1,44	1,35	1,26—1,54	1,38	1,17—2,07	1,61
Глубина распростра- нения, м	0—20		0—8		0—9	

Гранулометрический состав крупных песков Балтики
(Блажчишин, 1976 а), (n — количество проб), %.

Район моря	Фракция, мм					Md	S ₀
	более 1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	менее 0,1		
Западная Балтика (n=5)	31,5	29,6	29,4	8,2	1,4	0,62	2,49
Мелководная зона восточ- ной Балтики (n=25)	31,1	35,6	25,2	5,2	1,9	0,71	1,89
Северная Балтика и Финский залив (n = 4)	34,6	31,9	20,5	7,7	4,4	0,68	2,52

обломочного (более 1,0 мм) материала, а сортированность во многих случаях значительно хуже.

В итоге можно отметить, что отличительной чертой вьянамереских крупнопесчаных осадков является содержание в них, как правило, относительно заметного количества (около 10%) алевроитово-пелитовых частиц, что обусловлено тем, что динамика водных масс по сравнению с открытыми районами здесь менее интенсивна.

Средние пески распространены значительно шире по сравнению с крупными. Они, как правило, покрывают участки размыва ленточных глин, образуя слой мощностью до 10 см. Редко прослеживаются прослойки среднего песка и среди более мелкозернистых осадков в колонках вибротрубки. В средних песках можно также выделить очень хорошо сортированные разновидности, которые характерны для участков размыва флювиогляциальных песков (73—122; 73—32) — рис. 21). Эти разновидности содержат 50% и более фракцию 0,5—0,25 мм. Основными же примесями являются соседние фракции, т. е. крупно- и мелкопесчаные зерна (табл. 20).

Средние пески, покрывающие ленточную глину, представляют собой остаточные образования размыва осадков, покры-

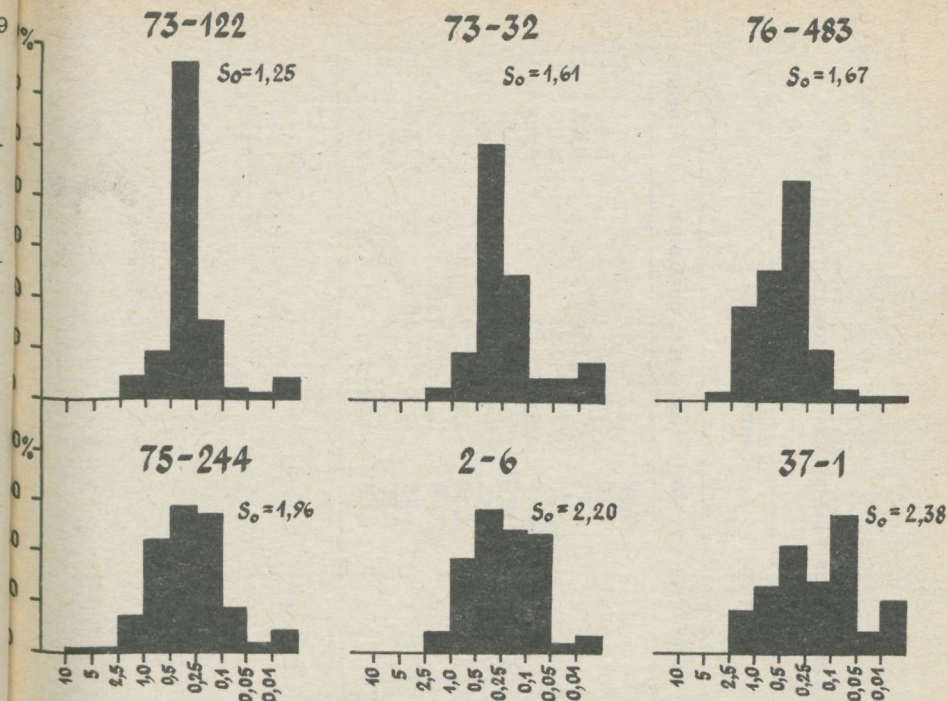


Рис. 21. Характерные гистограммы изученных средних песков Вайнамери.

Fig. 21. Typical histograms of (studied) medium sand from Väinameri (for location of the stations see fig. 9).

вающих при более высоком уровне воды эти глины. О составе размытых осадков можно говорить лишь по аналогии. Иногда на зеленовато-серых крупных алевритах в центральной части Вайнамери на глубине 6—7 м наблюдается очень тонкий (до 1 см) обогащенный песчаным материалом слой. Наличие такого слоя свидетельствует о том, что верхние части крупных алевритов частично размываются: мелкие компоненты алевритово-пелитовой размерности выносятся, а более крупные — песчаные — остаются на месте и обогащают верхний горизонт алевритов. На основе этого можно сделать вывод, что размываемые при современном уровне воды ленточные глины на более ранних стадиях развития Балтики были также покрыты

Гранулометрический состав средних песков Вьянамери (n — количество проб), %.

Фракции, мм	Пролив Хари-Курк (n = 2)	Пролив Воози-Курк (n = 7)	Залив Хаапсалу (n = 5)		
	Значения	Пределы колебания	Среднее	Пределы колебания	Среднее
более 10	—	0—5,72	0,82	—	
10—5	0; 2,36	0—4,61	1,10	0—2,81	0,56
5—2,5	0,97; 10,16	0—8,03	1,97	0—0,13	0,03
2,5—1,0	11,16; 21,71	0,18—19,01	7,56	1,73—8,31	4,95
1,0—0,5	24,74; 29,13	0,24—25,08	14,51	4,52—13,62	10,09
0,5—0,25	36,70; 46,82	29,19—64,05	46,40	21,91—49,93	33,75
0,25—0,1	1,81; 5,44	8,15—38,10	22,42	12,59—22,86	17,46
0,1—0,05	0,43; 2,67	0,49—11,13	3,36	5,65—27,26	14,82
0,05—0,01	0,15; 0,59	0,07—2,41	0,80	2,66—13,63	5,78
менее 0,01	1,63; 3,22	0,22—3,82	1,26	2,95—28,36	12,56
Md	0,46; 0,61	0,27—0,67	0,39	0,16—0,32	0,23
S ₀	1,33; 1,92	1,24—2,03	1,55	1,51—7,07	3,19

Фракции, мм	Залив Матсалу (n = 2)	Пролив Суур-Вяйн (n = 11)	Пролив Вяйке-Вяйн (n = 8)		
	Значения	Пределы колебания	Среднее	Пределы колебания	Среднее
более 10	—	—		0—2,87	0,34
10—5	—	0—9,34	1,90	0—13,06	2,27
5—2,5	—	0—4,08	0,98	0—6,89	1,74
2,5—1,0	2,56; 8,68	0,75—14,53	6,89	0,08—17,87	7,15
1,0—0,5	4,52; 8,53	3,42—34,25	16,06	2,66—25,18	12,69
0,5—0,25	40,42; 41,00	26,75—50,64	38,48	21,33—64,45	36,48
0,25—0,1	15,98; 21,60	3,92—44,63	20,38	4,88—34,18	17,38
0,1—0,05	5,75; 10,89	1,23—28,39	10,32	1,99—28,82	14,68
0,05—0,01	1,20; 2,84	0,27—5,39	2,14	0,64—7,00	3,66
менее 0,01	17,25; 18,78	0,30—6,70	2,59	0,09—12,57	3,61
Md	0,26; 0,28	0,21—0,49	0,32	0,22—0,47	0,32
S ₀	2,00; 2,54	1,19—2,35	1,66	1,31—3,59	2,24

Фракции, мм	Залив Топу (n = 6)		Центральная часть (n = 15)		Плес Кассари (n = 1)
	Пределы колебания	Среднее	Пределы колебания	Среднее	Значения
более 10	—	—	0—12,22	0,81	—
10—5	—	—	0—15,45	1,64	0,20
5—2,5	—	—	0—3,50	1,06	0,25
2,5—1,0	0,28—15,28	5,18	2,0—12,63	6,26	1,37
1,0—0,5	2,59—11,37	7,60	11,33—35,42	19,32	8,27
0,5—0,25	45,75—66—27	52,66	20,35—63,41	35,99	33,86
0,25—0,1	8,14—35,55	19,42	6,06—27,12	15,71	33,80
0,1—0,05	1,22—19,13	6,52	0,17—28,58	12,53	19,98
0,05—0,01	0,36—5,94	2,95	0,05—6,34	1,84	1,07
менее 0,01	2,98—9,83	5,67	0,27—18,54	4,84	1,20
Md	0,27—0,35	0,31	0,22—0,48	0,35	0,22
S ₀	1,25—2,26	1,58	1,17—2,78	2,04	1,86

Фракции, мм	Южная часть пролива Суур-Вяйн (n = 3)		В целом по Вяйнамери (n = 60)	
	Пределы колебания	Среднее	Пределы колебания	Среднее
более 10	1,77—12,93	8,33	0—12,93	1,39
10—5	3,37—13,30	7,60	0—15,46	1,91
5—2,5	2,07—8,71	4,81	0—10,16	1,54
2,5—1,0	2,33—11,61	7,66	0,08—21,71	6,70
1,0—0,5	15,80—19,62	17,38	0,24—35,42	14,17
0,5—0,25	20,94—27,92	24,93	20,35—66,27	39,69
0,25—0,1	11,88—12,65	12,30	1,81—44,63	16,92
0,1—0,05	1,47—18,22	11,92	0,17—28,82	10,42
0,05—0,01	0,78—1,59	1,21	0,05—13,63	2,37
менее 0,01	2,30—5,19	3,84	0,09—28,36	4,89
Md	0,43—0,73	0,53	0,16—0,73	0,34
S ₀	2,16—4,15	2,89	1,17—7,07	2,02

морскими осадками (вероятно, крупными алевритами или мелкими песками), из которых по мере понижения уровня моря выносились более мелкие частицы, а на месте остались компоненты, не способные передвигаться при имеющихся гидродинамических условиях.

В итоге крупные и средние пески генетически близки. Они представлены главным образом остаточными образованиями, покрывающими ленточные глины. По степени сортированности они также довольно сходны. Они постоянно содержат небольшую примесь из целых и битых створок моллюсков *Macoma baltica*, *Mytilus edulis* и др.

Средние пески встречаются в пределах Пярнуского залива и бухты Кейбу по сравнению с Вяйнамери чаще, но для Таллинского залива они менее характерны. Содержание в них фракции 0,5 — 0,25 мм колеблется в больших пределах как и в Вяйнамери (табл. 20 и 21). Бросается в глаза, что вяйнамереские средние пески по сравнению с однотипными осадками из других изученных нами участков прибрежного моря Эстонии содержат заметно больше алевритово-пелитового компонента. Сортированность средних песков Вяйнамери очень изменчива (значения S_o от 1,17 до 7,07), но в среднем (2,02) заметно хуже, чем у аналогичных осадков Пярнуского залива (1,56) и бухты Кейбу (1,43).

Сопоставляя средний гранулометрический состав 60 проб средних песков Вяйнамери (табл. 20) с материалами других исследователей из других частей Балтики (табл. 22) выявляются следующие общие и отличительные черты. Так, содержание преобладающего компонента и отличительные черты. Так, содержание преобладающего компонента (фракция 0,5 — 0,25 мм) в средних песках всех рассматриваемых частей Балтики колеблется в довольно широких пределах, однако в большинстве случаев оно все же меньше 50%. Общим является и то, что в большинстве случаев содержание пелитового компонента несколько больше, чем мелкоалевритового. Значения коэффициента сортированности вяйнамереских средних песков более изменчивы, чем однотипных осадков других районов. Следует также отметить, что в средних песках Вяйнамери, и особенно в Матсалуском и Хаапсалуском заливах, количество алевритово-пелитовых частиц выше, чем в других районах. Относительно высокое содержание алевритово-пелитового компонента (в среднем 17,7%) является характерной чертой вяйнамереских средних песков в целом по сравнению с грануло-

Гранулометрический состав средних песков Таллинского и Пярнуского заливов и бухты Кейбу
(n — количество проб) , %.

Фракции, мм	Таллинский залив (n = 3)		Пярнуский залив (n = 11)		Бухта Кейбу (n = 9)	
	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее
более 1,0	1,20—40,88	15,43	0,20—7,88	2,84	0,82—22,51	5,79
1,0—0,5	2,94—17,55	11,91	1,79—24,75	9,19	5,49—31,02	22,36
0,5—0,25	29,25—86,28	59,93	32,67—75,26	55,54	33,86—65,32	50,16
0,25—0,1	9,36—14,87	11,85	13,54—33,16	22,84	0,59—37,95	19,09
0,1—0,05	0,19—1,26	0,73	0,26—27,41	6,74	0,07—6,29	1,87
менее 0,05	0,03—0,34	0,15	0,02—16,26	2,85	0,01—5,49	0,73
Md	0,31—0,60	0,43	0,26—0,38	0,30	0,29—0,53	0,40
S ₀	1,16—3,33	1,93	1,23—2,19	1,56	1,24—1,60	1,43
Глубина рас- пространения, м	до 22		до 8		до 10	

Гранулометрический состав средних песков Балтики (Блажчишин, 1976 а), (n — количество проб), %.

Район моря	Фракции, мм							Md	S ₀
	> 1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	< 0,01		
Западная Балтика (n = 11)	19,9	11,1	35,6	22,8	4,3	3,2	4,0	0,35	2,17
Гданьско-Готландский порог (n = 4)	21,8	9,6	33,2	28,8	3,1	1,1	2,8	0,30	1,91
Мелководная зона восточной Балтики (n = 38)	5,1	11,5	54,9	25,4	1,9	0,5	1,3	0,36	1,49
Район о. Готланд (n = 5)	12,7	22,8	49,3	13,1	2,3	1,5	1,0	0,38	1,63
Северная Балтика и Финский залив (n = 6)	14,9	19,6	44,9	16,2	3,9	1,5	2,2	0,37	1,68
Рижский залив (n = 2)	19,2	16,5	42,2	18,5	3,5	1,9	3,1	0,41	1,92

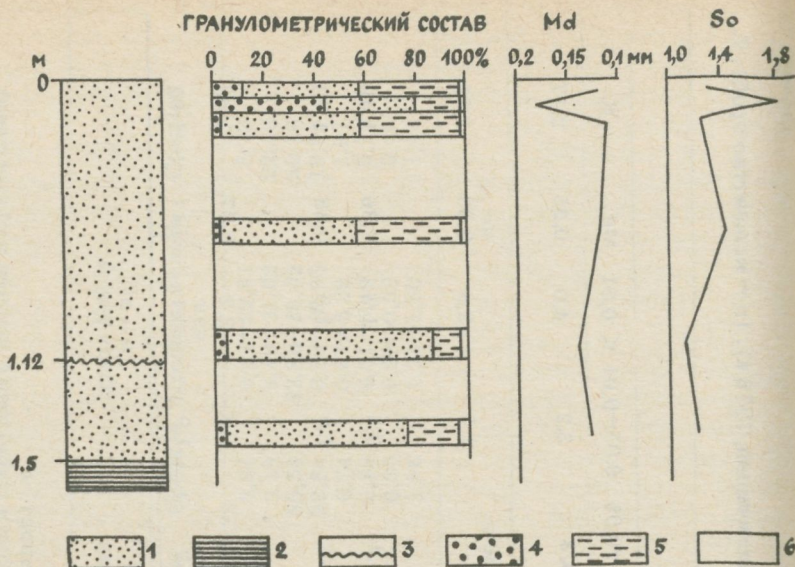


Рис. 22. Характерные гистограммы изученных мелких песков Вайнамери.

Fig. 22. Typical histograms of (studied) fine sand from Väinameri (for location of the stations see fig. 9).

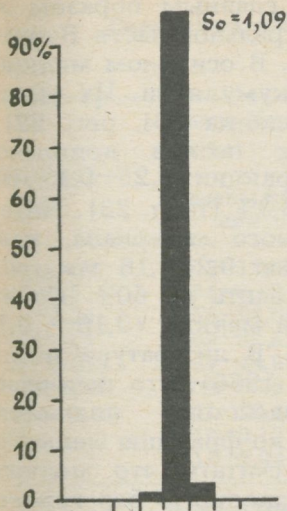
метрическим составом однотипных осадков других рассматриваемых районов Балтики.

Мелкие пески в пределах Вайнамери широко развиты (рис. 18). Они прослеживаются на различных глубинах, начиная от уреза воды (например, залив Хаапсалу, плес Кассари и т. д.) и кончая глубинами 15 — 17 м (южная часть пролива Суур-Вяйн). Частично мелкие пески также относятся к

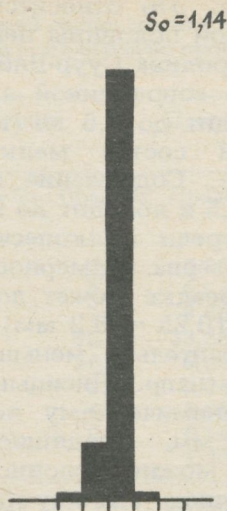
Рис. 23. Разрез мелкого песка в скв. 314 (положение скважины см. на рис. 9): 1 — мелкий песок и фракция 0,25—0,1 мм; 2 — ленточная глина; 3 — прослой детрита; 4 — фракция крупнее 0,25 мм; 5 — фракция 0,1 — 0,01 мм; 6 — фракция менее 0,01 мм.

Fig. 23. Section of fine sand in hole no. 314 (for location of the hole see fig. 9): 1 — fine sand, fraction 0.25—0.1 mm; 2 — varved clay; 3 — interlayer of detritus; 4 — fraction > 0.25 mm; 5 — fraction 0.1—0.01 mm; 6 — fraction < 0.01 mm.

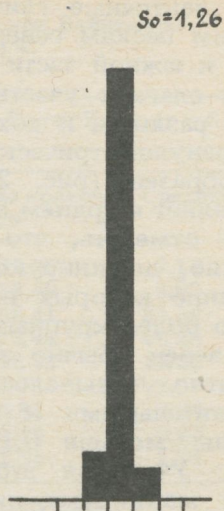
59-2



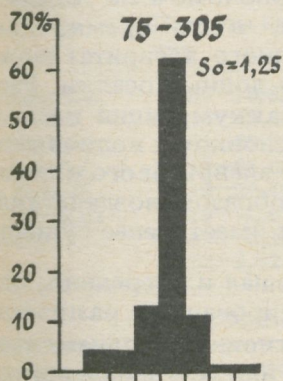
75-233



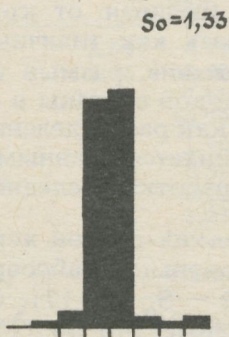
73-54



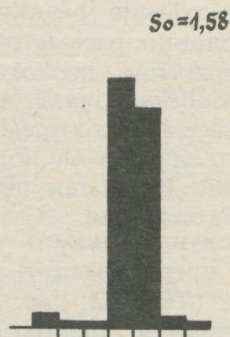
75-305



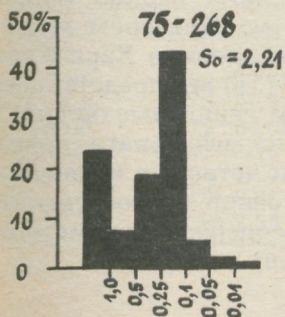
73-33



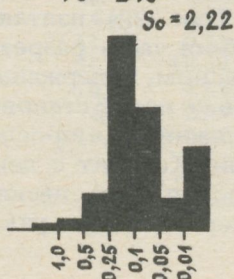
73-58



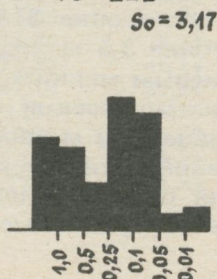
75-268



75-243



75-222



остаточным продуктам размыва осадков, покрывающие когда-то ленточные глины. Это относится главным образом к мелким пескам северной половины центральной части Вьянамери и южной части пролива Суур-Вяйн. В основном мелкие пески слагают участки современной аккумуляции. Их мощность различна и доходит до 1,5 м (колонка 314, рис. 22).

Гранулометрический состав мелких песков довольно однообразен (рис. 23). Содержание фракции 0,25—0,1 мм составляет в среднем 52,5 и доходит до 96,3% (табл. 23). Интересно отметить, что среди мелкопесчаного материала, как правило, доминируют зерна размерностью 0,2—0,16 мм, содержание которых в осадке может доходить до 60%. Количество более крупных (0,25 — 0,2 мм) и мелких (0,16 — 0,1 мм) зерен обычно значительно меньше. В литературе неоднократно указывалось (напр., Лисицын, 1966), что наиболее чувствительными к динамическому воздействию являются частицы меньше 0,18 мм, входящие во фракцию мелкого песка. Учитывая это, можно условно считать, что мелкие пески маркируют нижнюю границу подводного берегового склона, и следовательно, песчаные и грубообломочные осадки относятся к осадкам береговой зоны, в то время, как более тонкие осадки (начиная от крупного алеврита) можно условно рассматривать как типичные донные осадки. Распространение, переотложение, размыв и аккумуляция песков и грубообломочных осадков связаны в основном с волновыми процессами, в то время как распределение алевритового и пелитового материала подчиняется главным образом воздействию течений. Волновая переработка последних имеет менее существенное значение.

Сортированность мелких песков хорошая или средняя, однако встречаются и довольно слабосортированные разновидности (75—222, рис. 23 — $S_o = 3,17$). Основными примесями встречаются среднеспесчаные (до 45,3%) или крупноалевритовые (до 47,8%) фракции. Мощность мелких песков колеблется от нескольких сантиметров до 1,5 м. Примером может служить колонка 314 (рис. 22) взятая в проливе Хари-Курк на глубине 3,5 м. Верхняя часть разреза (1,0 м) представлена коричневым мелким песком, содержащим единичные обломки раковин моллюсков. Ниже песок становится зеленовато-серым, на уровне 1,12 м прослеживается прослой детрита с единичными гравийными зернами. Контакт с ленточной глиной резкий. Нижняя односантиметровая часть песка содержит в заметном количестве гравийные зерна и битую ракушу.

Гранулометрический состав мелких песков Вьянамери
(n — количество проб), %.

Фракции, мм	Пролив Хари-Курк (n = 14)		Пролив Воози-Курк (n = 6)	
	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее
более 10	0,03—12,47	3,54	0,78—23,38	7,11
1,0—0,5	0,04—8,82	2,94	0,54—12,49	5,97
0,5—0,25	0,56—34,05	7,61	8,66—33,41	21,38
0,25—0,1	35,09—82,83	53,09	25,38—73,44	46,28
0,1—0,05	3,67—44,96	26,22	5,24—26,25	14,33
0,05—0,01	0,02—5,18	2,30	1,04—7,71	2,57
менее 0,01	1,71—10,46	4,30	0,68—6,81	2,36
Md	0,10—0,17	0,14	0,13—0,25	0,20
S ₀	1,14—2,04	1,50	1,29—2,21	1,71
Фракции, мм	Залив Хаапсалу (n = 15)		Залив Топу (n = 7)	
	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее
более 1,0	0,67—10,88	2,54	0,11—19,15	3,76
1,0—0,5	1,45—18,38	4,74	0,32—10,35	4,16
0,5—0,25	4,81—35,56	14,97	7,11—45,30	22,79
0,25—0,1	34,29—65,61	49,80	30,79—70,05	49,51
0,1—0,05	1,49—29,42	17,89	1,75—29,20	9,50
0,05—0,01	0,29—7,18	3,44	0,38—6,73	7,09
Md	0,095—0,25	0,17	0,12—0,28	0,20
S ₀	1,22—2,22	1,55	1,28—2,23	1,58
Фракции, мм	Залив Матсалу (n = 9)		Плес Кассари (n = 15)	
	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее
более 1,0	0,47—7,13	2,40	0,31—18,24	5,22
1,0—0,5	1,19—12,25	4,61	0,12—16,05	4,65
0,5—0,25	2,62—29,75	11,38	0,15—18,31	8,31
0,25—0,1	33,10—81,23	55,70	19,44—72,25	46,14
0,1—0,05	1,72—34,08	10,61	4,46—47,79	28,94
0,05—0,01	0,49—9,99	4,85	0,07—6,33	2,28
менее 0,01	2,64—18,26	10,45	0,26—13,64	4,47
Md	0,10—0,21	0,16	0,11—0,19	0,14
S ₀	1,18—2,33	1,58	1,35—3,17	1,84

Таблица 23 (окончание)

Фракции, мм	Центральная часть Вьяна- мери (n = 60)	Пролив Суур-Вяйн (n = 21)		
	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее
более 1,0	0,03—26,46	5,93	0,01—14,31	3,78
1,0—0,5	0,03—24,16	5,86	0,01—13,33	4,24
0,5—0,25	0,53—32,22	11,52	0,68—34,86	12,83
0,25—0,1	24,58—93,73	52,05	20,51—96,30	61,88
0,1—0,05	0,75—43,00	15,90	1,51—37,03	12,16
0,05—0,01	0,03—7,86	2,86	0,06—5,99	7,97
менее 0,01	0,01—24,78	5,88	0,20—17,28	3,14
Md	0,10—0,28	0,17	0,12—0,23	0,18
S ₀	1,14—4,67	1,72	1,09—2,75	1,50

Фракции, мм	Пролив Вьяке-Вяйн (n = 4)	Южная часть пролива Суур-Вяйн (n = 4)		
	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее
более 1,0	0,21—11,67	3,38	4,16—15,31	10,34
1,0—0,5	0,22—6,30	2,24	1,64—16,79	10,06
0,5—0,25	0,79—26,35	9,20	3,16—26,97	16,33
0,25—0,1	33,45—71,89	52,47	40,79—75,43	54,28
0,1—0,05	8,37—31,26	19,95	1,96—9,77	5,99
0,05—0,01	1,69—12,11	6,25	0,23—3,05	1,46
менее 0,01	2,36—12,17	6,51	0,80—2,34	1,54
Md	0,11—0,22	0,15	0,19—0,28	0,22
S ₀	1,24—1,82	1,61	1,19—1,98	1,58

Фракции, мм	В целом по Вьянамери (n = 155)	
	Пределы колеба- ния	Среднее
более 1,0	0,01—26,46	4,75
1,0—0,5	0,01—25,16	5,13
0,5—0,25	0,15—45,30	12,18
0,25—0,1	19,44—96,30	52,81
0,1—0,05	0,75—47,79	16,99
0,05—0,01	0,02—12,11	2,80
менее 0,01	0,01—24,78	5,34
Md	0,095—0,28	0,17
S ₀	1,09—4,67	1,64

Гранулометрический состав песка по разрезу довольно заметно колеблется, особенно в верхнем 20-сантиметровом слое. Здесь наиболее значительна роль примесей, что обуславливает и значительное колебание значений Md и So . В нижней части разреза зернистость осадка более однообразна, поскольку роль примесей уменьшается. Вероятно верхние 10 см являются слоем волновой переработки. Во время сильных штормов основное количество алевритово-пелитового материала выносятся, частично удаляются и мелкопесчаные зерна, вследствие чего происходит обогащение осадка сравнительно грубым материалом и образование слоя с более высоким Md и сравнительно слабой сортированностью. В остальное время на этом же слое постепенно накапливается новый слой более тонкого песчано-алевритового материала.

В общем разрезы мелких песков характеризуются довольно малоизменчивым гранулометрическим составом — это говорит о том, что условия их накопления во времени относительно мало изменились.

Гранулометрический состав мелких песков Таллинского, Пярнуского заливов и бухты Кейбу показано в табл. 24. Мелкие пески Вьянамери в среднем содержат пелитового компонента несколько больше, чем аналогичные осадки Таллинского и Пярнуского заливов и бухты Кейбу, основными примесями в приблизительно одинаковых количествах присутствуют также соседние фракции (0,5—0,25 и 0,1—0,05 мм). Особых различий нет и в сортированности осадков.

Существенных различий в гранулометрическом составе не наблюдается и по сравнению с мелкими песками Западной и Средней Балтики, Рижского и Финского заливов, Гданьско-Готландского порога и района о. Готланд (табл. 23 и 25).

Заметные различия наблюдаются по сравнению с мелкими песками подводного берегового склона Восточной Балтики. Значения Md (0,12—0,15 мм) последних обычно несколько меньше, чем в Вьянамери (в среднем 0,17 мм), что обусловлено тем, что содержание фракции более 0,25 мм в мелких песках подводного берегового склона Восточной Балтики (0,7—15,6%) меньше, чем в осадках Вьянамери (в среднем 23,3%), а количество алевритового, и особенно крупноалевритового компонента, заметно больше (табл. 23 и 25).

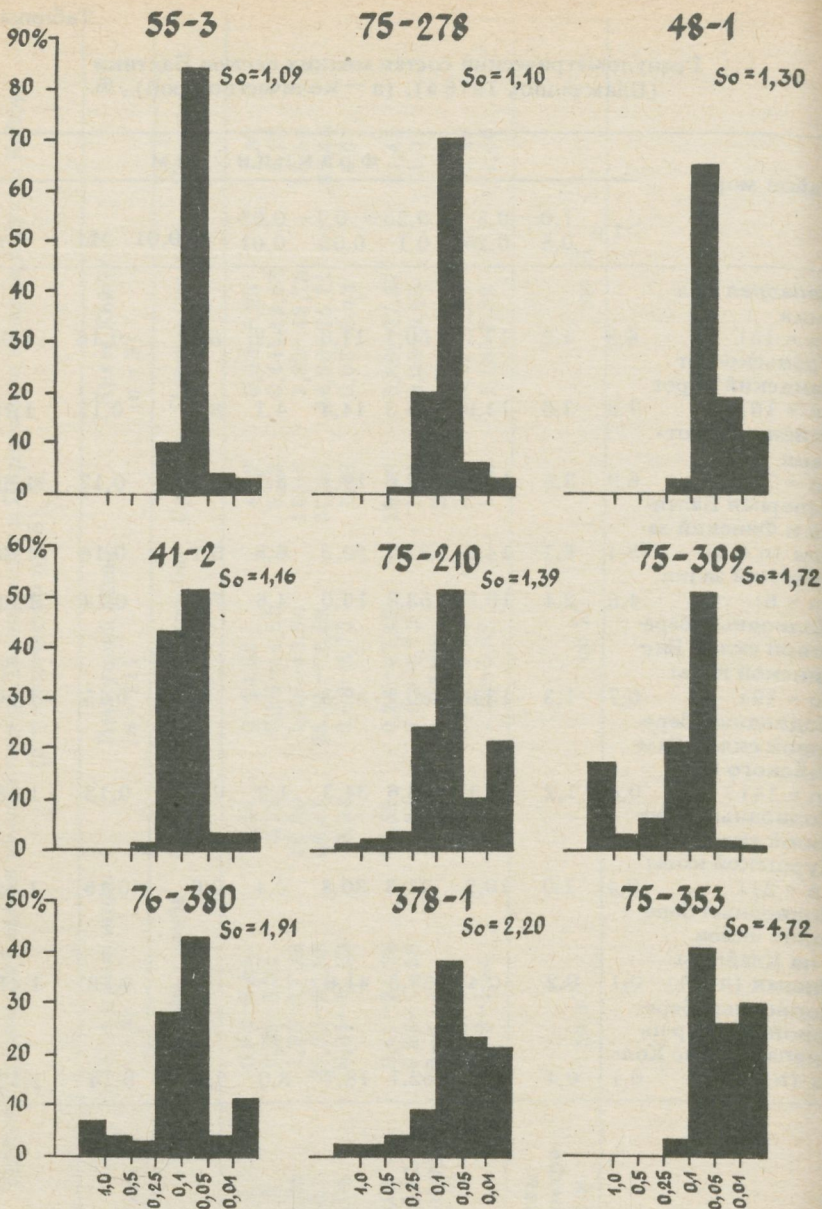
Коротко можно отметить, что мелкие пески как в Вьянамери так и в других районах Балтийского моря имеют довольно пестрый гранулометрический состав, и следовательно, различна и их сортированность. Характер распределения компо-

Гранулометрический состав мелких песков Таллинского и Пярнуского заливов и бухты Кейбу
(n — количество проб), %.

Фракции, мм	Таллинский залив (n = 8)		Пярнуский залив (n = 11)		Бухта Кейбу (n = 9)	
	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее
более 1,0	0,94—5,85	2,44	0—24,39	4,42	0,03—5,29	1,37
1,0—0,5	0,28—7,31	3,12	0,26—14,51	5,22	0,44—19,48	5,11
0,5—0,25	1,33—17,34	10,80	1,45—43,54	16,06	1,22—42,73	18,54
0,25—0,1	37,03—82,95	68,41	25,61—76,89	50,88	44,80—75,71	62,46
0,1—0,05	0,04—11,59	3,34	0,03—6,73	1,38	0,03—5,43	1,07
0,1—0,05	0,41—24,36	10,59	0,24—47,19	19,08	0,60—27,87	11,45
0,05—0,01	0,04—11,59	3,34	0,03—6,73	1,38	0,03—5,43	1,07
менее 0,01	0—6,16	1,30	0—23,23	2,98		
Md	0,15—0,18	0,17	0,10—0,25	0,16	0,12—0,25	0,18
S ₀	1,10—1,54	1,27	1,22—3,52	1,63	1,18—1,89	1,40
Глубины распростра- нения, м	до 31		до 10		до 11	

Гранулометрический состав мелких песков Балтики
(Блажчишин, 1976 а), (n — количество проб), %.

Район моря	Фракции, мм								Md	S ₀
	>1,0	1,0— 0,5	0,5— 0,25	0,25— 0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,01	< 0,01			
Западная Балтика (n = 15)	6,3	4,2	17,1	50,1	11,6	4,2	6,6		0,16	1,94
Гданьско-Готландский порог (n = 16)	7,8	3,6	14,9	48,3	14,4	4,1	8,0		0,17	1,70
Район о-ва Готланд (n = 7)	6,9	3,8	17,7	48,6	19,1	3,7	3,8		0,17	1,69
Северная Балтика и Финский залив (n = 4)	8,4	6,1	14,0	37,3	22,3	6,8	5,1		0,16	1,88
Рижский залив (n = 6)	4,6	2,4	10,9	53,8	16,0	4,6	7,7		0,14	1,68
Подводный береговой склон Вислинской косы (n = 19)	0,7	1,3	13,6	60,4	32,3	—	—		0,15	1,50
Подводный береговой склон Сямбийского п-ва (n = 14)	0,6	1,2	11,1	53,6	34,3	1,3	0,3		0,13	1,58
Подводный береговой склон Куршской косы (n = 24)	0,4	1,0	10,9	71,3	30,8	0,4	0,6		0,15	1,42
Подводный береговой склон р-на Клайпеда- Лиепая (n = 4)	0,1	0,2	0,4	57,3	41,6	—	—		0,12	1,47
Подводный береговой склон р-на Лиепая — мыс Колка (n = 12)	0,1	0,4	10,5	62,7	18,7	3,0	2,6		0,14	1,52



нентов разной крупности в мелкопесчаных осадках Вяйнамери сходен к распределению их в аналогичных осадках многих других частей Балтики (табл. 25), но заметно отличается по сравнению с мелкими песками подводного берегового склона Восточной Балтики.

Алевритовые осадки охватывают центральные части заливов, а также наиболее глубоководные участки Вяйнамери (рис. 18). Для береговой зоны алевритовые осадки, как правило, не характерны, поскольку основная масса частиц алевритовой и пелитовой размерности выносятся в более глубокие или тиховодные части водоема. Среди осадков этого типа выделяются крупные и мелкие разновидности.

Крупные алевриты распространены в двух различных по гипсометрическому положению зонах — в наиболее глубоководной (начиная от 7 м и глубже) и в центральных частях защищенных от волнения заливов на глубине 3—5 м. К первой зоне относятся пролив Суур-Вяйн, плес Кассари и центральная часть Вяйнамери, ко второй зоне заливы Хаапсалу, Топу, Матсалу, пролив Вяйке-Вяйн и некоторые другие небольшие участки (рис. 18).

Цвет крупных алевритов обычно зеленовато-серый, как правило, верхние 2—5 см коричневые. Кроме минеральных зерен в алеврите разбросано встречаются целая или битая ракушка, также остатки растений. Преобладают хорошо сортированные крупные алевриты. Фракция 0,1—0,05 мм составляет более 70% (максимально 92,2%), а коэффициент сортированности обычно колеблется в пределах 1,2—1,4 (табл. 26). Из примесей наиболее часты мелкоалевритовая или мелкопесчаная фракции. В заливах несколько увеличивается роль пелитового компонента.

Среди гистограмм крупных алевритов (рис. 24) преобладают одновершинные. Двухвершинность обусловлена обычно увеличением содержания пелитового, реже крупнообломочного материала. Максимальная мощность крупных алевритов в Вяйнамери не установлена. В наиболее глубокой впадине Суур-Вяйн даже 4,5 — метровой вибротрубкой их подошва не была вскрыта. В пределах остальных участков их мощность колеблется от нескольких сантиметров до двух метров.

Рис. 24. Характерные гистограммы изученных крупных алевритов Вяйнамери.

Fig. 24. Typical histograms of (studied) coarse aleurite (silt) from Väinameri (for location of the stations see fig. 9).

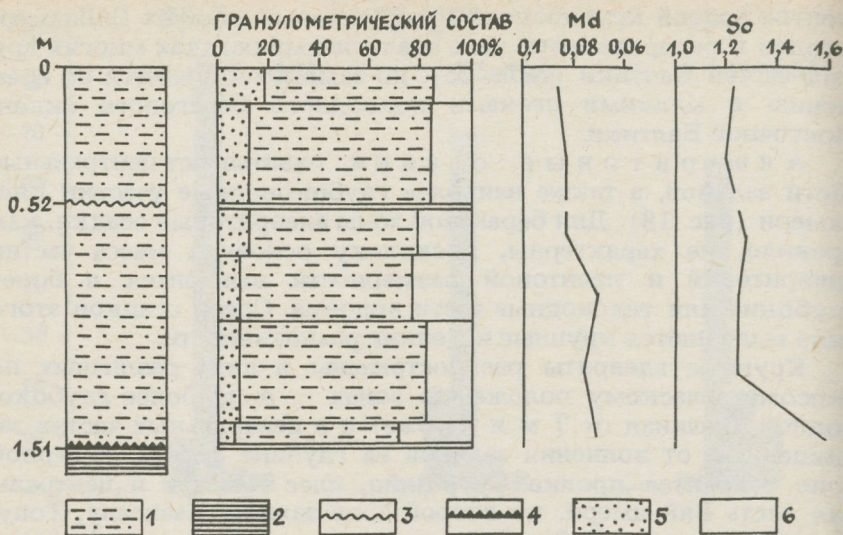


Рис. 25. Разрез крупного алеурита в скв. 63 (положение скважины см на рис. 9): 1 — крупный алеурит и фракция 0,1–0,05 мм; 2 — ленточная глина; 3 — прослой детрита; 4 — базальный слой; 5 — фракция более 0,1 мм; 6 — фракции менее 0,05 мм.

Fig. 25. Section of coarse aleurite (silt) in hole no. 63 (for location of the hole see fig. 9): 1 — coarse aleurite (silt), fraction 0.1–0.05 mm; 2 — varved clay; 3 — interlayer of detritus; 4 — basal layer; 5 — fraction > 0.1 mm; 6 — fraction < 0.05 mm.

Для примера разреза крупных алеуритов приведем колонку 63, взятую в северной части пролива Суур-Вяйн на глубине 6,1 м. Общая длина колонки 1,8 м, мощность крупных алеуритов 1,5 м (рис. 25). Верхние 14 см колонки представлены светло-коричневым неуплотненным осадком, содержащим единичные обломки раковин моллюсков. На поверхности осадка встречаются единичные гравийные зерна. Далее следует довольно однообразный крупный алеурит зеленовато-серого цвета, содержащий рассеянный раковинный детрит и единичные целые створки *Cardium lamarcki*. На уровне 0,52 м обнаружен прослой детрита и единичных целых створок моллюсков мощностью 1 см. Весь осадок сильно пахнет сероводородом. Разрез морских осадков кончается слоем песка с единичными гравийными зернами. Контакт с нижележащей ленточной глиной четкий.

Гранулометрический состав крупных алевритов Вьянамери
(n — количество анализов), %.

Фракции, мм	Пролив Хари-Курк (n = 4)		Пролив Воози-Курк (n = 11)	
	Пределы колебания	Среднее	Пределы колебания	Среднее
более 1,0	0—0,10	0,03	0—14,29	1,74
1,0—0,5	0,02—0,12	0,06	0,11—17,18	2,34
0,05—0,25	0,06—0,83	0,38	0,61—8,42	3,75
0,25—0,1	11,65—18,13	14,94	3,39—26,54	15,44
0,1—0,05	65,09—73,47	70,10	26,70—77,11	48,39
0,05—0,01	5,93—7,99	7,19	6,42—26,09	12,09
менее 0,01	5,91—9,09	7,30	3,20—39,84	16,42
Md	0,073—0,084	0,08	0,031—0,074	0,075
S ₀	1,28—1,32	1,30	1,10—5,38	2,54

Фракции, мм	Залив Хаапсалу (n = 13)		Залив Топу (n = 14)	
	Пределы колебания	Среднее	Пределы колебания	Среднее
более 1,0	0,09—1,74	0,92	0,01—3,11	0,42
1,0—0,5	0,10—2,67	1,13	0,03—2,55	0,60
0,5—0,25	0,27—5,45	2,30	0,17—7,62	2,09
0,25—0,1	1,81—18,71	8,38	0,68—21,67	7,23
0,1—0,05	28,91—68,42	49,52	30,94—73,36	53,04
0,05—0,01	5,27—31,07	15,91	8,76—30,96	16,59
менее 0,01	1,73—40,21	21,84	7,96—35,27	20,03
Md	0,021—0,081	0,057	0,036—0,087	0,063
S ₀	1,22—3,43	2,52	1,27—3,65	2,14

Фракции, мм	Центральная часть Вьянамери (n = 56)		Плес Кассари (n = 78)	
	Пределы колебания	Среднее	Пределы колебания	Среднее
более 1,0	0—6,77	0,91	0—29,42	1,98
1,0—0,5	0—8,26	1,20	0—10,78	1,21
0,5—0,25	0,06—23,76	2,43	0,10—19,70	2,24
0,25—0,1	0,96—47,40	17,76	0,51—43,58	11,72
0,1—0,05	30,88—83,48	60,86	31,33—86,97	64,82
0,05—0,01	0,73—41,77	8,66	0,49—41,77	11,69
менее 0,01	0,73—32,65	8,18	0,37—23,63	6,34
Md	0,036—0,1	0,083	0,046—0,20	0,077
S ₀	1,09—3,37	1,40	1,20—3,93	1,48

Таблица 26 (окончание)

Фракции, мм	Залив Матсалу (n = 18)		Пролив Суур-Вяйн (n = 93)	
	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее
более 1,0	0,03—10,31	1,65	0—21,23	0,91
1,0—0,5	0,57—10,71	3,11	0—6,04	0,50
0,5—0,25	1,21—13,36	5,00	0,05—20,25	1,65
0,25—0,1	4,41—34,50	16,18	1,19—40,30	10,61
0,1—0,05	28,40—61,90	39,53	33,46—89,76	65,38
0,05—0,01	9,59—27,08	19,49	2,33—29,16	9,94
менее 0,01	6,12—33,52	15,06	1,60—30,11	11,01
Md	0,04—0,086	0,065	0,037—0,70	0,078
S ₀	1,31—3,80	2,04	1,08—4,72	1,49

Фракции, мм	Пролив Вяйке-Вяйн (n = 99)		Южная часть пролива Суур- Вяйн (n = 6)	
	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее
более 1,0	0—14,98	0,91	0,18—7,77	2,23
1,0—0,5	0—7,32	0,63	0,10—2,94	1,09
0,5—0,25	0—20,55	1,30	0,05—15,26	5,35
0,25—0,1	0,37—34,68	6,32	0,74—12,94	6,62
0,1—0,05	27,28—92,15	61,81	26,95—66,51	52,57
0,05—0,01	1,05—38,36	19,00	8,42—21,12	13,95
менее 0,01	0,65—47,89	10,03	9,68—32,99	18,19
Md	0,014—0,12	0,068	0,042—0,087	0,073
S ₀	1,07—3,86	1,60	1,41—3,44	2,01

В целом по Вяйнамери (n = 392)		
Фракции, мм	Пределы колебания	Среднее
более 1,0	0—29,42	1,18
1,0—0,5	0—17,18	0,97
0,5—0,25	0—23,76	2,07
0,25—0,1	0,37—47,40	11,01
0,1—0,05	26,70—92,15	61,16
0,05—0,01	0,49—41,77	13,01
менее 0,01	0,37—47,89	10,60
M _d	0,014—0,20	0,074
S ₀	1,07—4,72	1,62

Гранулометрический состав разреза крупного алевроита довольно однообразен: содержание отдельных гранулометрических фракций колеблется незначительно. Количество крупно-алевритового материала постоянно высокое (около 70%), присутствие примесей незначительно влияет на изменение M_d и S_o . Лишь в нижнем 10-сантиметровом слое сортированность осадка значительно ухудшается вследствие увеличения содержания более тонких фракций, особенно пелитовой, количество которой на протяжении всего разреза составляет 7–9%, а в нижней 10-сантиметровой части увеличивается до 19%. В общих чертах разрез крупных алевроитов довольно однообразен. Это свидетельствует о том, что условия осадкообразования во времени существенно не изменились. Увеличение содержания более тонкого материала, а вместе с тем и уменьшение M_d и ухудшение сортированности осадка в нижней части разреза позволяет предположить, что нижняя часть разреза образовалась при более высоком уровне воды.

Гранулометрический состав крупноалевритовых осадков Таллинского и Пярнуского заливов представлен в табл. 27. В пределах этих участков крупные алевроиты несколько более грубозернисты по сравнению с таковыми Вяйнамери, поскольку содержание в них примесей размерностью более 0,1 мм больше.

Рассматривая гранулометрический состав алевроитовых осадков всей Балтики (Блажчишин, 1976 а, стр. 202–203, табл. 30), необходимо сделать небольшое отступление. В ту часть таблицы, в которой характеризуются алевроиты Гданьской впадины и Гданьско-Готландского порога, следует ввести поправку, поменяя показатели относящиеся к содержанию фракции 0,1–0,05 мм в крупных алевроитах и мелкоалевритовых илах между собой, что учтено нами при составлении таблицы 28 и 31.

В отличие от однотипных осадков подводного берегового склона Восточной Балтики, за исключением участка Лиепая — мыс Колка (таблица 28), крупные алевроиты Вяйнамери в среднем содержат заметно больше частиц размерностью менее 0,05 мм, чем и обусловлено некоторое увеличение значения M_d первых. Если в вяйнамереских крупных алевроитах рядом с крупноалевритовым компонентом (в среднем 61,2%) в приблизительно одинаковых количествах присутствуют мелкопесчаный (в среднем 11%), мелкоалевритовый (в среднем 13%) и пелитовый (в среднем 10,6%) материал, то в однотипных осадках подводного берегового склона Восточной Балти-

Гранулометрический состав крупных алевритов Таллинского и Пярнуского заливов (n — количество проб), %.

Фракции мм	Таллинский залив (n = 4)	Пярнуский залив (n = 39)		
	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее
более 1,0	0—3,28	0,92	0—22,64	1,95
1,0—0,25	0,16—2,22	1,08	0,03—18,29	1,60
0,5—0,25	0,34—5,15	2,25	0,04—14,98	2,53
0,25—0,1	6,69—30,48	23,83	3,66—42,33	18,76
0,1—0,05	39,04—65,71	49,19	31,12—90,73	61,08
0,05—0,01	2,02—33,29	12,61	0,47—31,23	5,02
менее 0,01	2,02—20,42	10,12	0—39,76	9,25
M _d			0,056—0,11	0,082
S _b			1,10—5,17	1,64
Глубина рас- простране- ния, м	20 — 36		0 — 12	

ки основной примесью является мелкопесчаная фракция (19,6—28,7%), что обуславливает и несколько большее значение M_d (соответственно 0,074 и 0,08—0,09 мм) и лучшую сортированность (соответственно 1,62 и 1,32 — 1,37).

От крупных алевритов впадин, а также крупных (Рижский, Финский) заливов и подводного берегового склона участка Лиепая — мыс Колка (табл. 28) вайнамерские крупные алевриты (табл. 26) в целом также заметно отличаются. Первые содержат, как правило, значительно меньше крупноалевритового компонента и больше частиц размерностью менее 0,05 мм. Это сказывается и в значениях M_d (соответственно 0,074 и 0,05—0,07 мм), а также в сортированности осадков (в Вайнамери в среднем 1,62, во впадинах и крупных заливах более 2). Сопоставляя гранулометрический состав крупноалевритовых осадков отдельных участков Вайнамери с таковым других районов Балтики, следует отметить, что крупные алевриты пролива Воози-Курк, отчасти и Суур-Вяйн, а также заливов Хаапсалу, Матсалу и Топу в большинстве случаев сходны с аналогичными осадками впадин и крупных заливов. Основное

Гранулометрический состав крупных алевритов Балтики (Блажчишин, 1976 а),
(n — количество проб), %.

Район моря	Фракции, мм							Md	S ₀
	> 1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	< 0,01		
Г л у б о к о в о д н ы е у ч а с т к и									
Борнхольмская впадина и Слупс- кий желоб (n = 8)	1,4	0,6	1,8	17,0	57,5	20,9	9,6	0,07	2,63
Гданьская впадина и Гданьско-Гот- ландский порог (n = 15)	0,1	0,2	5,7	18,7	44,1	13,7	19,3	0,06	2,69
Готландская впадина (n = 10)	1,6	2,1	5,9	14,6	48,0	20,7	10,5	0,06	2,00
Эландская впадина (n = 5)	4,3	2,1	5,7	17,1	35,4	17,1	13,8	0,07	2,41
Северная Балтика (n = 5)	0,2	0,4	2,3	15,7	48,0	22,7	13,5	0,06	2,05

Рижский залив (n = 7)	6,7	1,1	1,9	16,0	52,1	11,9	10,3	0,06	2,01
Финский залив (n = 6)	4,1	2,3	6,6	23,6	41,1	15,9	8,0	0,06	3,08
Вислинская коса (n = 11)	Зоны древней аккумуляции					—	—	0,09	1,36
Самбийский полуостров (n = 19)	0,9	0,4	2,6	19,6	68,5	4,3	1,1	0,08	1,32
Куршская коса (n = 11)	0,4	0,9	5,0	28,4	62,5	0,5	0,5	0,09	1,37
Клайпеда-Лиепая (n = 11)	0,4	0,2	1,3	22,5	74,5	—	—	0,09	1,34
Юрмалциемская россыпь (n = 8)	0,4	0,4	1,1	26,7	69,8	—	—	0,08	1,27
Лиепая — мыс Колка (n = 15)	0,2	0,4	2,8	26,4	55,5	14,5	9,2	0,07	1,98

количество крупных алевроитов проливов Хари-Курк и Суур-Вяйн, а также центральной части Вьянамери и плеса Кассари сходны с однотипными осадками подводного берегового склона Восточной Балтики.

Мелкие алевроиты распространены в поверхностном слое осадков Вьянамери небольшими пятнами, главным образом в пределах защищенных от волнения заливов Топу и Хаапсалу и в центральной части Вьянамери (рис. 18). Скважинами они вскрыты и в пределах залива Матсалу, плеса Кассари и пролива Вьяке-Вяйн.

Мелкие алевроиты имеют зеленовато-серый или темно-серый цвет.

Поверхность их покрыта обычно более светлым 2—5 мм слоем. Нередко они визуальнo трудно отличимы от крупных алевроитов.

В отличие от мелких песков и крупных алевроитов преобладающая фракция мелких алевроитов (0,05—0,01 мм) довольно редко превышает 50% (максимум 61,2%) и обычно составляет 40—45% (табл. 29) осадка. Это является, по-видимому, специфической особенностью мелких алевроитов вообще. Примеси являются в мелкоалевровитовых осадках в приблизительно равных количествах крупноалевровитовая и пелитовая фракции.

Таблица 29

Гранулометрический состав мелких алевроитов Вьянамери
(n — количество проб), %.

Фракции, мм	Пролив Воози- Курк (n=1)	Центральная часть Вьянамери (n=31)	Залив Топу (n = 5)		
	Значения	Пределы колебания	Среднее	Пределы колебания	Среднее
более 0,1	3,92	0,10—11,52	1,73	2,61—12,03	5,70
0,1—0,05	7,74	12,24—37,70	25,70	24,36—36,52	31,75
0,05—0,01	47,20	30,35—61,22	47,51	36,06—41,95	39,87
0,01—0,005	6,88	2,32—15,32	8,39	—	—
0,005—0,001	20,30	3,74—11,24	7,44	—	—
менее 0,001	13,96	2,96—25,81	9,86	—	—
менее 0,01	41,14	11,31—46,91	25,69	17,62—26,88	22,68
Md	0,02	0,014—0,048	0,03	0,035—0,041	0,037
S ₀	3,82	1,42—6,93	2,46	1,86—2,77	2,38

Таблица 29 (окончание)

Фракция, мм	Плес Кассари (n = 11)		Залив Матсалу (n = 8)	
	Пределы коле- бания	Среднее	Пределы коле- бания	Среднее
более 0,1	0,39—5,86	2,32	0,44—11,35	5,11
0,1—0,05	17,73—35,44	27,24	2,44—33,35	20,12
0,05—0,01	28,74—49,06	38,49	26,71—53,36	39,81
0,01—0,005	1,85—10,98	6,05	3,99—12,16	8,05
0,005—0,001	3,84—15,98	10,45	4,67—24,70	17,09
менее 0,001	5,36—27,95	15,45	3,87—15,93	9,82
менее 0,01	14,95—45,72	31,95	13,95—47,18	34,96
Md	0,017—0,04	0,029	0,012—0,043	0,025
S ₀	1,92—7,35	3,64	1,72—3,78	3,10

Фракции, мм	Пролив Суур-Вяйн (n = 3)		Пролив Вяйке-Вяйн (n = 3)	
	Пределы коле- бания	Среднее	Пределы коле- бания	Среднее
более 0,1	0,69—3,75	1,74	0,85—9,32	4,05
0,1—0,05	20,17—37,04	26,75	24,82—35,85	28,56
0,05—0,01	38,08—58,85	46,25	33,74—53,50	42,02
0,01—0,005	3,84—17,20	8,80	3,19—8,06	5,17
0,005—0,001	4,66—12,23	7,52	5,36—18,55	11,25
менее 0,001	7,10—11,81	8,94	6,38—12,65	8,95
менее 0,01	17,32—37,33	25,26	16,01—39,26	25,37
Md	0,022—0,04	0,031	0,023—0,045	0,033
S ₀	1,80—2,68	2,18	1,96—3,82	2,61

В целом по Вяйнамери (n = 62)		
Фракции, мм	Пределы колебания	Среднее
более 0,1	0,16—12,03	2,74
0,1—0,05	2,44—37,70	25,49
0,05—0,01	26,71—61,22	43,80
0,01—0,005	1,85—17,20	7,08
0,005—0,001	3,14—24,70	9,93
менее 0,001	2,96—27,95	10,96
менее 0,01	11,31—47,18	27,97
Md	0,012—0,048	0,03
S ₀	1,42—7,35	2,78

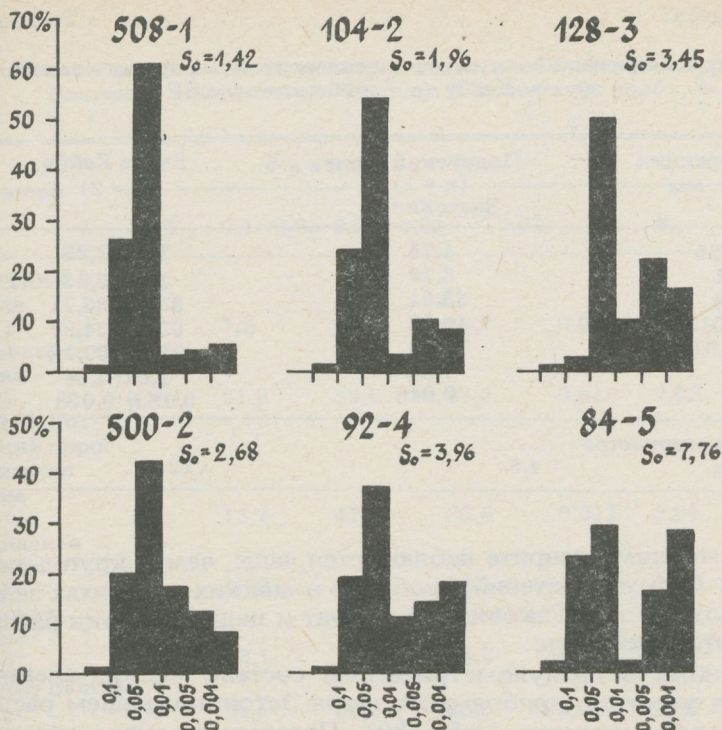


Рис. 26. Характерные гистограммы изученных мелких алевроитов Вайнамери.

Fig. 26. Typical histograms of (studied) fine aleurite (silt) from Väinämeri (for location of the stations see fig. 9).

Содержание песчаного материала довольно редко превышает 5% и составляет в среднем 2,74% (табл. 29). Мелкие алевроиты характеризуются, как правило, двухвершинными гистограммами (рис. 26).

Основной максимум расположен всегда в мелкоалевритовой, а второстепенный, когда он имеется, в пелитовой части гранулометрического спектра.

Сортированность мелких алевроитов обычно хорошая, слабо-сортированные разновидности встречаются редко.

Гранулометрический состав мелких алевроитов Пярнуского залива и бухты Кейбу (n — количество проб)

Фракции, мм	Пярнуский залив (n = 1) Значения	Бухта Кейбу (n = 2)
более 0,25	1,75	1,19; 2,28
0,25—0,1	8,79	3,16; 3,83
0,1—0,05	33,61	31,02; 33,71
0,05—0,01	43,02	33,84; 34,97
менее 0,01	12,63	25,88; 30,12
Md	1,82	2,65; 3,34
S ₀	0,045	0,033; 0,038
Глубина распростра- нения, м	4,5	12

В мелком алевроите наблюдается чаще, чем в крупных алевроитах, остатки растений, особенно в мелких алевроитах заливов Матсалу и Топу. Раковинный детрит и целые створки распространяются рассеянно.

Данных о гранулометрическом составе мелких алевроитов других участков прибрежного моря Эстонии в нашем распоряжении пока немного (табл. 30). Поэтому отметим, что аналогичные осадки в Вайнамери, как правило, содержат крупно-алевровитовую примесь заметно меньше, чем в бухте Кейбу.

Сопоставляя гранулометрический состав мелких алевроитов Вайнамери (табл. 29) с материалами из впадин и крупных заливов представленных в табл. 31, следует сказать следующее. Хотя в вайнамерских мелких алевроитах количество фракции 0,05—0,01 мм в большинстве случаев менее 50%, ее содержание (в среднем 43,8%) все же значительно превосходит содержание крупноалевровитового (в среднем 25,5%), а также пелитового компонента (в среднем 28%). Мелкие алевроиты Арконской (Md = 0,0017 мм), Борнхольмский (Md = 0,018 мм), Гданьский (Md в среднем 0,017 мм) и Готландской (Md в среднем 0,02 мм) впадин, а также Финского залива (Md = 0,012 мм) по сравнению с вайнамерскими (Md в среднем 0,03 мм) более мелкозернисты, что обусловлено тем, что они содержат больше мелкоалевровитовых (Арконская впадина) или пелитовых (Борнхольмская, Гданьская, Готландская впадины и

Гранулометрический состав мелкоалевритовых илов (мелких алевритов) Балтики (Блажчишин, 1976 а), (n — количество проб), %.

Район моря	Фракции, мм					
	>0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01	Md	S ₀
Арконская впадина (n = 1)	0,4	7,2	68,1	26,3	0,017	1,82
Борихольмская впадина (n = 2)	0,8	21,8	39,9	37,5	0,018	2,52
Гданьско-Гот- ландский порог и Гданьская впадина (n = 10)	1,7	13,7	47,8	36,6	0,017	2,85
Готландская впадина (n = 10)	2,4	18,8	46,8	32,1	0,02	2,32
Эландская впадина (n = 2)	5,9	33,1	36,9	24,2	0,036	2,20
Северная Балтика (n = 1)	0,4	8,1	62,6	28,9	0,046	1,67
Рижский залив (n = 11)	3,7	22,1	50,6	24,4	0,028	2,16
Финский залив (n = 1)	1,8	14,7	35,6	47,7	0,012	8,00

Финский залив) частиц. Сортированность мелкоалевритовых осадков большинства впадин и Рижского залива несколько лучше, а Гданьской впадины, Гданьско-Готландского порога и Финского залива хуже, чем вьянамерских.

Пелитовые осадки в пределах Вьянамери встречаются весьма редко и представлены алевритово-пелитовыми илами (рис. 18). Применение термина "ил" к пелитовым осадкам уместно, поскольку они по физическим свойствам представляют собой илистые (связные) осадки, которые при высыхании не рассыпаются, а приобретают свойства твердого тела.

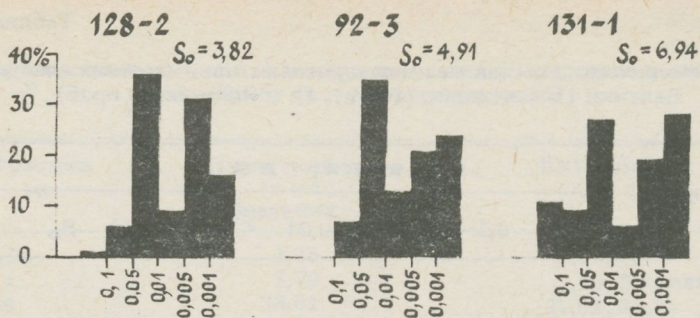


Рис. 27. Характерные гистограммы изученных алевроитово-пелитовых илов Вьянамери.

Fig. 27. Typical histograms of (studied) aleuritic-pelitic mud from Väinameri (for location of the stations see fig. 9).

Алевритово-пелитовые илы наиболее часто распространяются в пределах Матсалуского залива, где они встречены двумя небольшими пятнами, а также в центральной части Вьянамери и в заливе Топу (рис. 18). На плесе Кассари они обнаружены только в одной скважине. В проливе Воози-Курк они известны в пределах т. н. "канала Воози" в составе залежи лечебной грязи (Каск, Лутт, 1979). Цвет алевроитово-пелитовых осадков зеленовато-серый или темно-серый. В свежем виде они мягки, с небольшой примесью (в среднем 5,2%, табл. 32) песчаного материала. Иногда присутствуют и единичные гравийные зерна. Содержание пелитового компонента всегда выше 50% (максимум 68,37%), за исключением одной пробы из залива Матсалу, где частицы менее 0,01 мм составляют 47,3%. Однако здесь пелитовый материал преобладает над алевроитовым. В качестве основной примеси отмечены алевроитовые частицы (табл. 32). Из пелитовых фракций преобладают средне- (128-1) или мелкопелитовые (92-3, 131-1). Содержание крупнопелитовых частиц всегда значительно ниже и, как правило, не превышает 10% (рис. 27 и табл. 32). Соотношение пелитовых фракций в алевроитово-пелитовых илах наиболее наглядно отражает распределение тех же фракций в моренах и ленточных глинах со дна и прибрежной части суши Вьянамери. Сортированность алевроитово-пелитовых осадков, как правило, средняя или плохая. Хорошо сортиро-

Таблица 32

Гранулометрический состав алевроитово-пелитовых илов Вьянамери
(n — количество проб), %.

Фракции, мм	Пролив Воози- Курк (n = 2)	Залив Топу (n = 2)	Центральная часть Вьянаме- ри (n = 5)	
	Значения	Значения	Пределы коле- бания	Среднее
более 0,1	6,00; 6,47	6,64; 7,59	0,18—11,06	2,43
0,1—0,05	13,81; 18,95	19,82; 24,70	10,06—16,90	13,08
0,05—0,01	15,11; 18,33	13,33; 21,18	17,91—32,63	28,00
0,01—0,005	8,29; 8,51		2,76—10,74	7,39
0,005—0,001	22,80; 26,53		11,17—43,13	22,20
менее 0,001	28,89; 29,35		9,81—33,11	26,90
менее 0,01	59,84; 64,39	52,37; 54,38	50,07—63,78	56,49
Md	0,004; 0,0041		0,005—0,01	0,0052
S ₀	6,47; 7,44		3,37—6,76	4,91

Фракции, мм	Плес Кас- сари (n=1)	Залив Матсалу (n = 14)	В целом по Вьянамери (n = 24)		
	Значения	Пределы колеба- ния	Среднее	Пределы колеба- ния	Среднее
более 0,1	7,12	0,52—17,32	6,38	0,14—17,32	5,18
0,1—0,05	22,26	2,22—24,65	10,25	2,22—24,70	12,47
0,05—0,01	17,24	16,35—44,06	27,45	13,33—44,06	25,55
0,01—0,005		1,93—17,50	10,03	1,93—17,05	9,36
0,005—0,001		14,51—35,79	25,09	11,17—43,13	24,24
менее 0,001		8,22—41,78	20,80	8,22—41,78	23,20
менее 0,01	53,80	47,31—68,37	55,92	47,31—68,37	56,80
Md	0,009	0,0032—0,014	0,0074	0,0032—0,0014	0,0069
S ₀	4,91	3,49—6,93	4,60	3,37—7,44	5,05

ванные (S₀ менее 3) разновидности осадков этого типа нами в Вьянамери не встречены.

Сопоставляя гранулометрический состав алевроитово-пелитовых илов Вьянамери (табл. 32) с гранулометрическим составом однотипных осадков впадин и крупных заливов Балтики (табл. 33) выявляются некоторые различия, а также общие черты. Так вьянамереские алевроитово-пелитовые осадки содер-

Гранулометрический состав алевритово-пелитовых илов Балтики
(Блажчишин, 1976 а), (n — количество проб) , %.

Район морья	Ф р а к ц и и , м м						Md	S _o
	>0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,01	0,01— 0,005	0,005— 0,001	<0,001		
Арконс- кая впа- дина (n = 4)	0,4	4,0	38,2	15,1	22,5	15,1	0,009	3,38
Борн- хольмская впадина (n = 9)	2,6	9,0	29,6	11,2	32,5	16,1	0,006	4,28
Готланд- ская впадина (n = 6)	3,6	10,4	31,6	11,3	15,4	28,7	0,008	>3
Впадины Ландсорт- ская и Фаре (n = 1)	0,6	3,5	37,4	15,5	30,7	15,2	0,006	3,44
Северо- Балтийская впадина (n = 1)	0,1	2,2	34,3	15,8	31,8	15,8	0,005	3,17
Рижский залив (n = 2)	1,0	1,3	43,7	13,4	19,5	21,5	0,0085	3,44
Финский залив (n = 5)	1,7	8,0	32,6	9,6	20,5	25,7	0,0055	3,94

жат обычно несколько больше песчаного и крупноалевритового и меньше мелкоалевритового компонента. Среди пелитовых фракций преобладают среднепелитовые, либо мелкопелитовые частицы, а крупнопелитовый компонент, как правило, является наиболее дефицитным. Такое распределение пелитовых фракций характерно алевритово-пелитовым осадкам Балтики в целом и обусловлено в первую очередь особенностям гранулометрического состава исходных отложений.

Гранулометрический состав донных осадков Вьянамери в целом предопределяется составом питающих отложений и гидродинамикой водоема. При этом основную роль играет именно крупность исходных отложений, обуславливающая разнообразие прослеживающихся здесь гранулометрических типов донных осадков.

Хотя данных по гранулометрическому составу донных осадков других частей Балтики до сих пор к сожалению очень мало (некоторые типы или подтипы донных осадков таких больших регионов как Рижский залив, Северная Балтика и др. характеризуются лишь 1—2 анализами, что крайне недостаточно) все же можно выявить некоторые предварительные выводы. По сравнению с другими районами Балтики выделяются донные осадки Вьянамери со следующими характерными чертами. Грубообломочные (галечно-гравийные), песчаные, отчасти и крупноалевритовые осадки Вьянамери отличаются относительно высоким содержанием (до 15% и более) тонких (менее 0,05 мм) компонентов; часть крупных алевритов, мелкоалевритовые и пелитовые осадки в свою очередь обогащены более крупным песчаным, иногда и гравийным компонентом, что, по-видимому, обусловлено главным образом относительно малой интенсивностью гидродинамических процессов. Определенную роль играют также размеры водоема, а также течения и ледовый разнос. Кроме того, определенное влияние оказывает и постоянное поднятие земной коры, что предопределяет относительно быстрое перемещение зоны наиболее значительной переработки (береговой зоны) седиментационного материала. Находящиеся в этой зоне, а также поступающие сюда новые седиментационные компоненты подвергаются переработке относительно кратковременно и, вследствие этого, их гранулометрический спектр в условиях относительно малоинтенсивных гидродинамических процессов не успевает "созреть".

5. 2. Распространение размерных фракций в поверхностном слое осадков

Анализ распространения гранулометрических фракций в поверхностном слое донных осадков Вьянамери дает достаточно четкое представление о локализации и изменчивости осадков в пределах этой акватории, а также о характере осадконакопления здесь (Лутт, 1980 б). Для этой цели составлены схемы

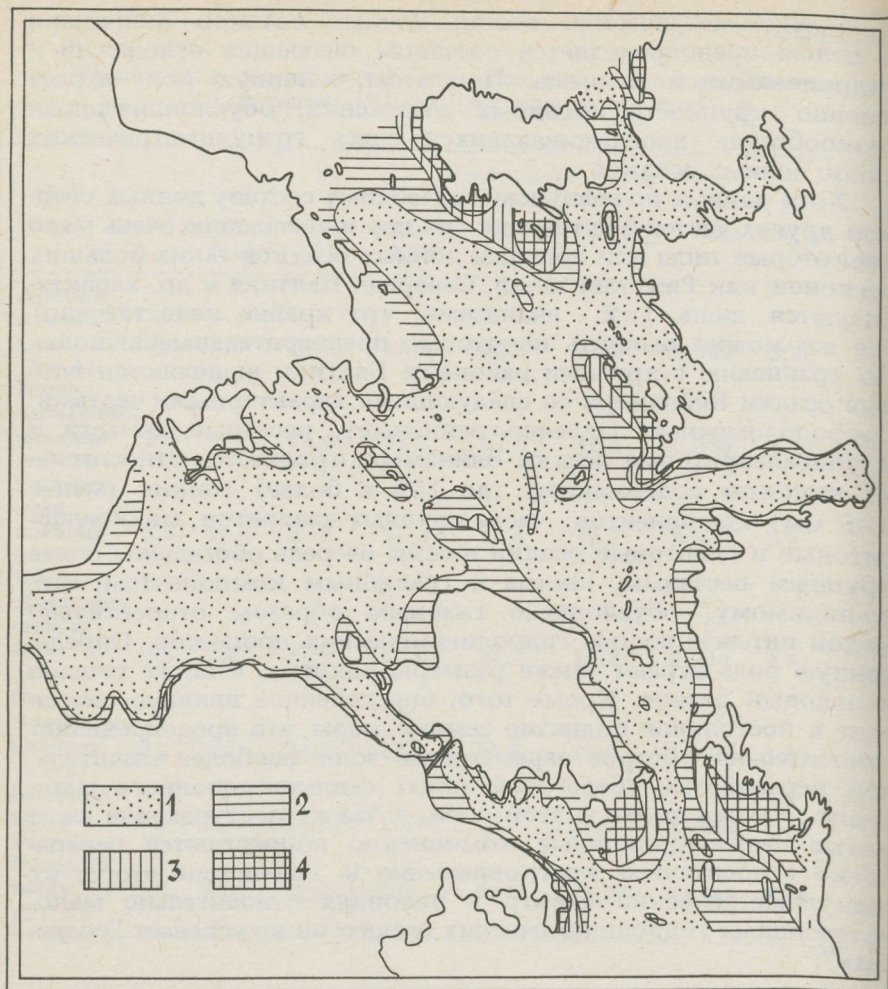


Рис. 28. Распределение грубообломочного (более 1,0 мм) компонента в поверхностном слое донных осадков Вайнамери: 1 — менее 10%; 2 — 10—25%; 3 — 25—50%; 4 — более 50%.

Fig. 28. Disribution of rudaceous (> 1.0 mm) component in the upper sratum of bottom deposits of Väinameri: 1 — < 10; 2 — 10—25; 3 — 25—50; 4 — > 50 %.

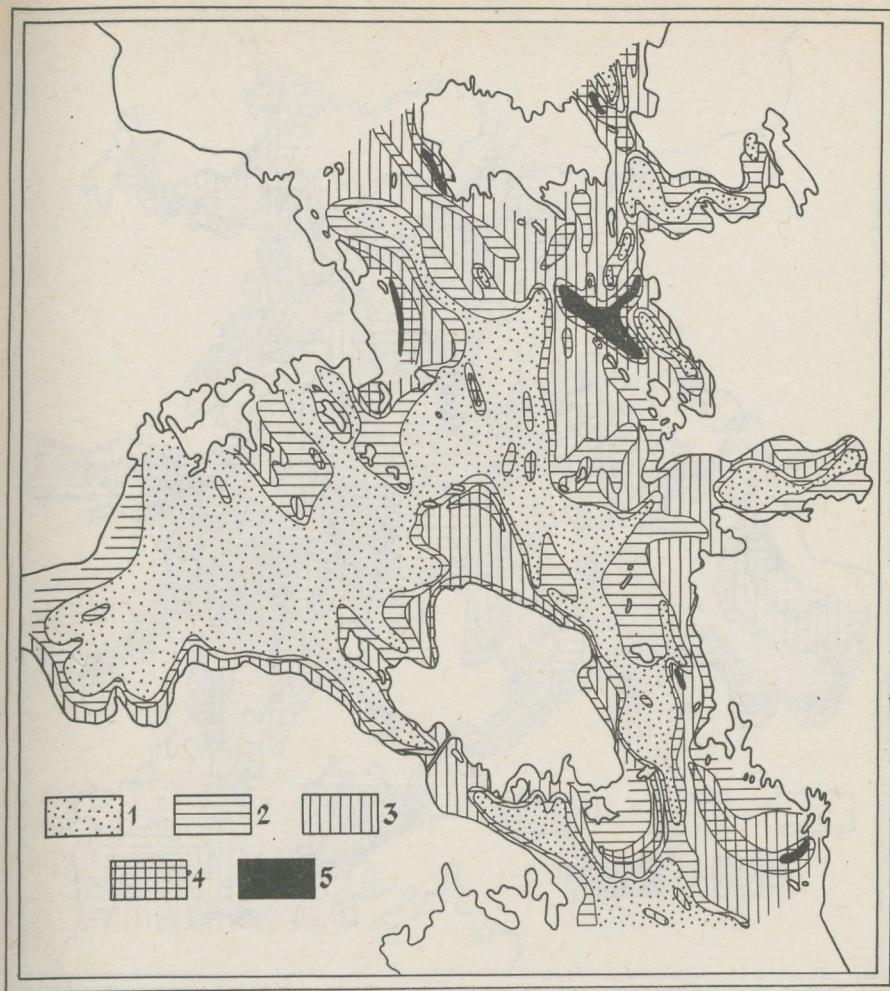


Рис. 29. Распределение крупно-среднепесчаного (1,0—0,25 мм) компонента в поверхностном слое донных осадков Вьяйнамери: 1 — менее 10%; 2 — 10—25%; 3 — 25—50%; 4 — 50—70%; 5 — более 70%.

Fig. 29. Distribution of coarse and medium sand (1.0—0.25 mm) component in the upper stratum of bottom deposits of Väinämeri: 1 — < 10; 2 — 10—25; 3 — 25—50; 4 — 50—70; 5 — > 70 %.

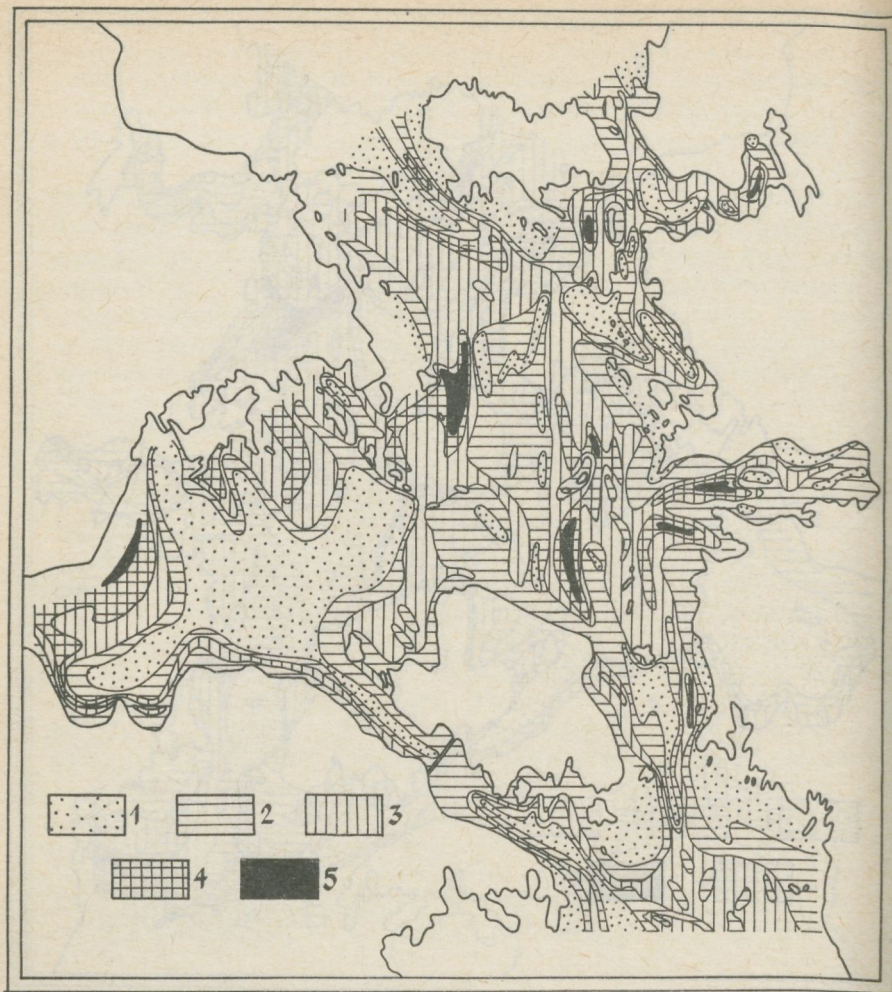


Рис. 30. Распределение мелкопесчаного (0,25—0,1 мм) компонента в поверхностном слое донных осадков Вайнамери: 1 — менее 10%; 2 — 10—25%; 3 — 25—50%; 4 — 50—70%; 5 — более 70%.

Fig. 30. Distribution of fine sand (0.25—0.1 mm) component in the upper stratum of bottom deposits of Väinameri: 1 — < 10; 2 — 10—25; 3 — 25—50; 4 — 50—70; 5 — > 70 %.

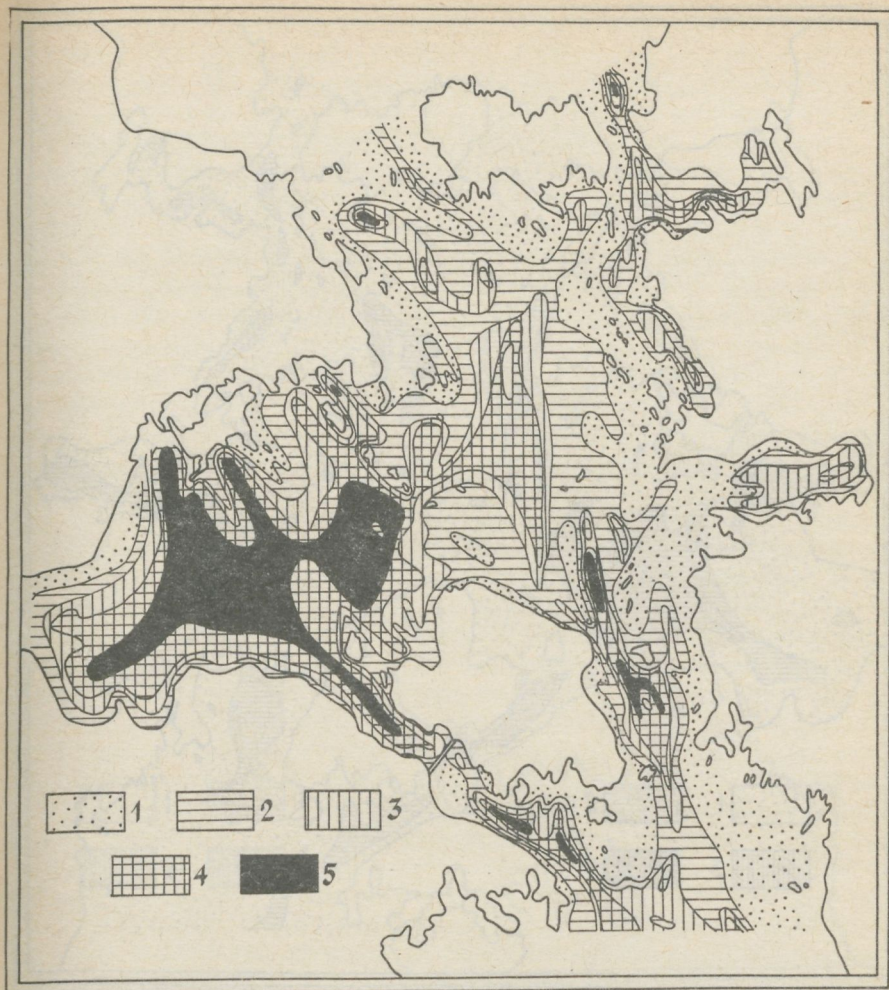


Рис. 31. Распределение крупноалевритового (0,1–0,05 мм) компонента в поверхностном слое донных осадков Вьянамери: 1 — менее 10%; 2 — 10–25%; 3 — 25–50%; 4 — 50–70%; 5 — более 70%.

Fig. 31. Distribution of coarse aleuritic (0.1–0.05 mm) component in the upper stratum of bottom deposits of Vänern: 1 — < 10; 2 — 10–25; 3 — 25–50; 4 — 50–70; 5 — > 70 %.

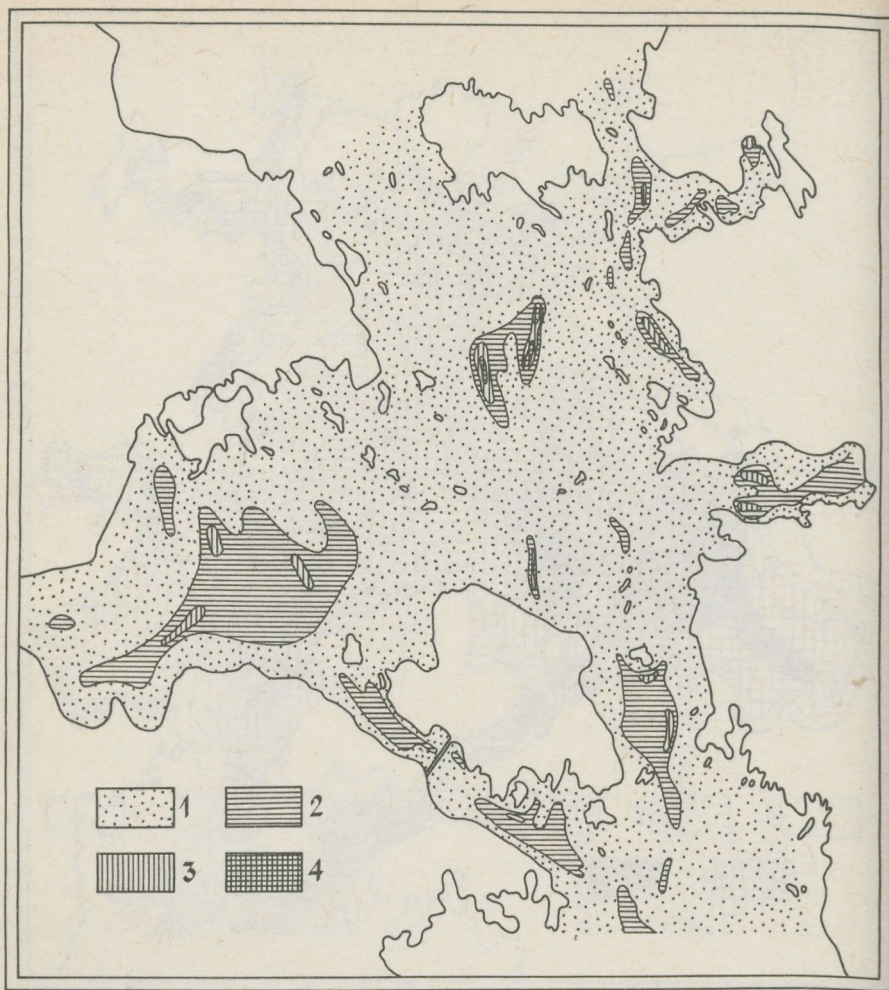


Рис. 32. Распределение мелкоалевритового (0,05–0,01 мм) компонента в поверхностном слое донных осадков Вайнамери: 1 — менее 10%; 2 — 10–25%; 3 — 25–50%; 4 — более 50%.

Fig. 32. Distribution of fine aleuritic (0.05–0.01 mm) component in the upper stratum of bottom deposits of Väinameri: 1 — < 10; 2 — 10–25; 3 — 25–50; 4 — > 50 %.

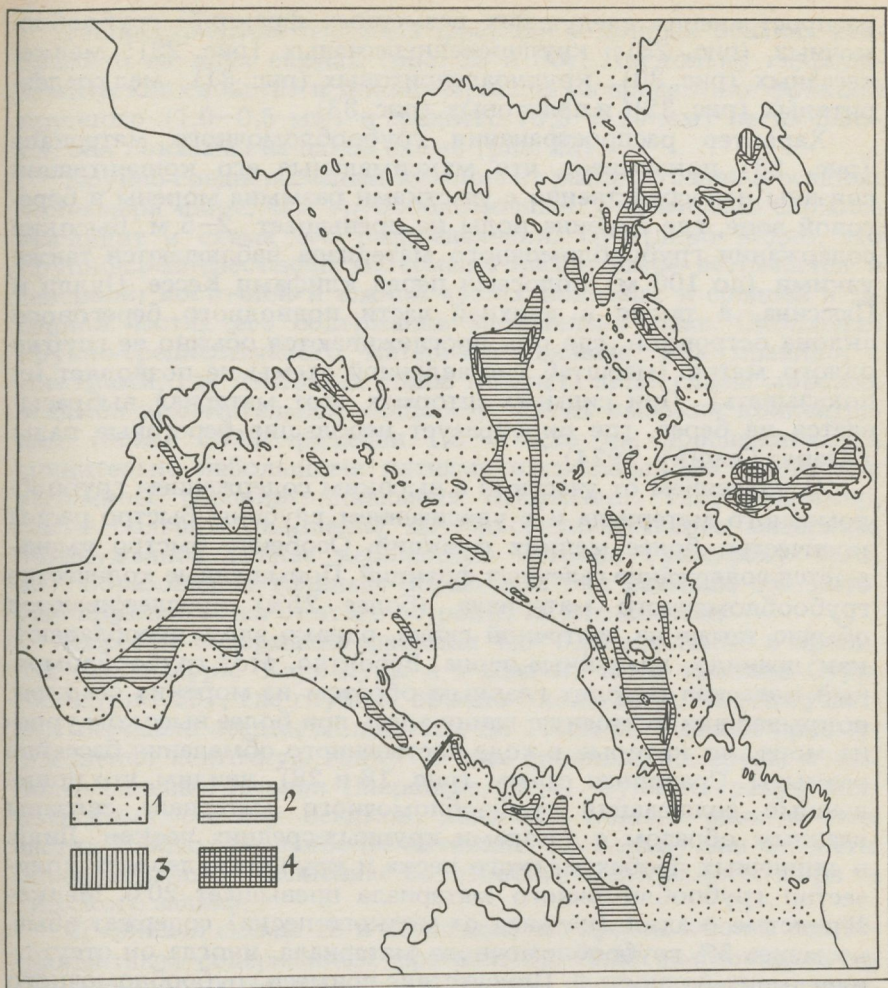


Рис. 33. Распределение пелитового (менее 0,01 мм) компонента в поверхностном слое донных осадков Вяйнамери: 1 — менее 10%; 2 — 10—25%; 3 — 25—50%; 4 — более 50%.

Fig. 33. Distribution of pelitic (< 0.01 mm) component in the upper stratum of bottom deposits of Väinameri: 1 — < 10 ; 2 — 10—25; 3 — 25—50; 4 — > 50 %.

распространения следующих размерных фракций: грубообломочных (рис. 28); крупносреднепесчаных (рис. 29); мелкопесчаных (рис. 30); крупноалевритовых (рис. 31); мелкоалевритовых (рис. 32) и пелитовых (рис. 33).

Характер распространения грубообломочного материала (рис. 28) показывает, что максимальные его концентрации связаны непосредственно с участками размыва морены в береговой зоне, где глубина воды не превышает 2—5 м. Высокие содержания грубообломочного материала наблюдаются также узкими (до 100 м) полосами перед клифами Кессе, Пулли и Пюссина, а также в верхней части подводного берегового склона островков, где они прослеживаются обычно не глубже одного метра (масштаб составленной схемы не позволяет их показывать). При сильных штормах этот материал выбрасывается на берег, где он образует небольшие береговые валы (Каарел Орвику, 1974).

С удалением от участков с высоким содержанием грубообломочного материала и с увеличением глубины быстро растет количество более мелких фракций. Особенно быстро уменьшается содержание галечных фракций. Повышенные количества грубообломочного материала (более 25%) прослеживаются обычно также на ленточной глине, однако здесь преобладают, как правило, гравийные зерна. Вероятно, этот грубообломочный материал исходит главным образом из морских осадков, покрывавших ленточную глину здесь при более высоком уровне моря, но которые в ходе постепенного обмеления бассейна размывы. Сравнивая схемы (рис. 18 и 28), увидим, что повышенные содержания грубообломочного материала связаны главным образом с ареалами крупных-средних песков. Лишь в единичных пробах мелкого песка и крупного алеврита количество грубообломочного материала превышает 20%. Мелкозернистые осадки (начиная от мелкого песка) содержат обычно менее 5% грубообломочного материала, иногда он отсутствует в них полностью. Присутствие примеси грубообломочного материала в составе мелкозернистых осадков связано не с гидродинамикой, а скорее всего с ледовым транспортом.

Итак, грубообломочный материал распространен преимущественно в пределах подводного берегового склона, особенно на участках размыва морен в виде остаточных продуктов абразии последних. Распределение грубообломочного материала вполне закономерно и оно подвергается элементарной механической дифференциации — у берега много валунов и галек, далее и глубже увеличивается роль гравийного материала.

Распространение песчаных фракций в донных осадках изображено на двух схемах (рис. 29 и 30). Поскольку гидродинамические свойства и закономерности распределения фракций крупного (1,0—0,5 мм) и среднего (0,5—0,25 мм) песка близки, они показаны на одной схеме (рис. 29).

Крупно-среднепесчаный компонент распространен в осадках Вьянамери шире, чем грубообломочный. Значительно сложнее выглядит и схема его распределения. Отчетливо видно, что крупно-среднепесчаный материал гораздо шире встречается в северной, восточной и южной частях водоема; в средней и западной частях его содержание значительно ниже. Скопления крупно-среднепесчаного материала связаны, как правило, с участками, где ленточная глина покрыта лишь слоем морских осадков незначительной мощности. Очень высокие концентрации (более 70%) фракции 1,0 — 0,25 мм прослеживаются сравнительно небольшими пятнами и связаны, как правило, с размывом флювиогляциальных отложений. Так, например, самое большое скопление крупно-среднепесчаного материала обнаруженное южнее небольшого острова Руккираху (рис. 29), образовалось главным образом за счет размыва оза, который протягивается от этого островка на юго-восток.

Высокое содержание фракции 1,0—0,25 мм также в проливах Воози-Курк, Хари-Курк и в южной части пролива Суур-Вяйн (рис. 29), где глубина обычно около 10 м. На этих участках песчаные осадки мощностью до 10 см покрывают преимущественно ленточную глину. В этих проливах измерены и наиболее сильные течения (Мардисте, 1964). Судя по гранулометрическому составу осадков, движение водных масс в этих частях Вьянамери наиболее активное, поскольку они открыты более сильному волнению со стороны Балтийского моря и Рижского залива.

Сравнивая схемы 18 и 29 видим, что ареалы с более чем 25-процентным содержанием фракции 1,0—0,25 мм совпадают в основном с ареалами крупных-средних песков; участки развития более мелких осадков характеризуются, как правило, более низким содержанием фракции 1,0—0,25 мм.

Крупно-среднепесчаный материал характерен для подводного берегового склона, который сложен преимущественно ленточной глиной, покрытой маломощным (до 10 см) слоем морского песка. Наиболее отчетливо распределение крупно-среднепесчаного компонента прослеживается в южной части пролива Суур-Вяйн (рис. 29). Здесь подводный береговой склон до глубины 5—6 м сложена мореной, покрытой грубо-

обломочными продуктами их размыва, содержащими не более 25% фракции 1,0—0,25 мм. Глубже морена сменяется ленточной глиной: одновременно увеличивается содержание крупно-среднепесчаного и уменьшается количество грубообломочного материала. Наблюдающийся здесь у восточного берега небольшой участок с более чем 70-процентным содержанием фракции 1,0—0,25 мм связан с размывом оза. Начиная с глубины 10—12 м количество крупно-среднепесчаного компонента снова уменьшается и в самой южной части пролива на глубинах 17—19 м, где прослеживаются крупные алевриты, их содержание не превышает 10%.

Вероятно, основное количество крупно-среднепесчаного материала является продуктом размыва морских осадков, покрывавших при более высоком уровне моря ленточную глину. Частично крупно-среднепесчаный материал выносится и с расположенных гипсометрически выше участков размыва морены. Таким образом, крупно-среднепесчаный компонент имеет генетические связи с грубообломочным, а его распределение в настоящее время в основном связано с участками выходов плейстоценовых отложений.

В более мелкозернистых осадках обычно немного крупно-среднепесчаных фракций, но иногда их содержание в современных мелких песках достигает до 45—46%. Ареалы алевритовых и пелитовых осадков характеризуются наименьшим содержанием (обычно менее 10%) крупно-среднепесчаных фракций.

По схеме распределения мелкопесчаной фракции (рис. 30) видно, что ее содержание в осадках Вьянамери довольно высокое, нередко более 25 и достигает до 96,3%. По сравнению с содержанием крупно-среднепесчаных фракций высокие содержания (более 50%) мелкопесчаного компонента встречаются чаще и схема его распределения более сложная (рис. 30).

В пределах Вьянамери зоны повышенных содержаний мелкопесчаного материала, как правило, узкими полосами и пятнами, приурочены к нижней части подводного берегового склона, где глубина 5—7 м. В сторону береговой линии, а также мористее от этой линии количество зерен размерностью 0,25—0,1 мм постепенно уменьшается. Одинаково мало (обычно менее 10%) содержится мелкопесчаного компонента в мелких алевритах, пелитах и грубообломочных осадках.

В связи с тем, что фракция 0,25—0,1 мм является основной составной частью мелких песков, основные контуры ареалов ее высоких концентраций (рис. 30) в общих чертах повторяют контуры распространения мелких песков (рис. 18).

Крупноалевритовый материал (0,1—0,05 мм) имеет в осадках Вьянамери самое широкое распространение. Его высокие содержания (более 50%) характерны для наиболее глубоко-водных частей водоема или прослеживаются в защищенных от сильного волнения мелководных заливах (рис. 31). Картина распределения крупноалевритового компонента менее сложна по сравнению со схемой распределения мелкопесчаной фракции. Контуры участков с высокой концентрацией крупноалевритовой фракции (рис. 31) в общих чертах повторяют контуры распространения крупноалевритовых осадков (рис. 18). Наиболее широко они развиты в пределах плеса Кассари, а также в центральной части Вьянамери, в проливах Суур- и Вьяке-Вяйн. Более мелкие пятна наблюдаются и в других частях водоема. Глубина распространения высоких содержаний крупноалевритовой фракции в зависимости от интенсивности гидродинамики очень различна: так, на плесе Кассари и в центральной части Вьянамери она равна 5—9 м, в проливе Суур-Вяйн — 6—23 м, в проливе Вьяке-Вяйн — 5—7 м, в заливах Топу, Хаапсалу и Матсалу — 2—5 м. В общем крупноалевритовый материал концентрируется в центральных наиболее глубоких частях заливов и проливов (кроме пролива Хари-Курк). В направлении к берегу содержание крупноалевритового материала в осадках постепенно уменьшается и в верхней части подводного берегового склона не превышает 10%, а в ряде мест практически отсутствует.

Сравнивая схему распределения крупноалевритовой фракции (рис. 31) со схемой распределения мелкоалевритовой (рис. 32), необходимо отметить довольно низкое содержание последнего (редко выше 50%) даже в зонах максимального обогащения. Высокие концентрации встречаются небольшими пятнами в центральной части Вьянамери. Повышенные содержания мелкоалевритовой фракции (более 25%) прослеживаются небольшими пятнами в центральной части плеса Кассари, в заливах Матсалу и Топу. Интересно отметить, что содержание мелкоалевритовых частиц заметно увеличивается также в пределах искусственно углубленных фарватеров. В целом мелкоалевритовый материал широко распространен, однако его содержание, как правило, редко превышает 10%. Это, вероятно объясняется тем, что мелкоалевритовые частицы не могут выпадать из взвеси при скорости движения воды более 0,1 м/сек (Лисицын, 1966) и, следовательно, выносятся относительно легко за пределы Вьянамери.

Пелитовый материал (менее 0,01 мм) встречается в осад-

ках Вьянамери обычно в небольших (менее 10%) количествах. Схема его распределения также несложна (рис. 33) и напоминает схему распределения мелкого алевроита. Содержания более 50% среди осадков поверхностного слоя отмечены лишь небольшими пятнами в пределах Матсалуского залива. Повышенные содержания пелитовых частиц (более 25%) отмечены отдельными пятнами, приуроченными к тиховодным участкам. Низкое содержание пелитового материала в осадках Вьянамери также связано с их выносом течениями.

Сравнивая между собой составленные схемы распределения гранулометрических фракций, выясняется, что грубообломочный материал из-за выноса более тонких фракций концентрируется главным образом в самой верхней части подводного берегового склона. Гипсометрически ниже на подводном береговом склоне прослеживаются крупные-средние пески, которые отчасти образованы за счет остаточных продуктов размыва, отчасти за счет вынесенного с ареалов распространения грубообломочных осадков материала. Нижняя часть подводного берегового склона в основном сложена мелкими песками, которые иногда также представляют собой остаточный продукт размыва, но обычно образуются за счет вымытого из отложений верхней части подводного берегового склона материала.

Пески, по нашему мнению, в общих чертах характеризуют береговую зону, а к донным осадкам в узком смысле можно отнести алевроиты и пелиты, слагающие центральные части Вьянамери, средние части проливов Суур- и Вьяке-Вяйн и плеса Кассари (рис. 18).

Из-за наличия островков, расчлененности дна и сложной конфигурации береговой линии представленная картина дифференциации терригенно седиментационного материала усложняется, но эти факторы не изменяют общего характера осадочной дифференциации. По представленным схемам (рис. 28–33) выясняется, что наиболее четкой механической дифференциации подвергается материал крупнее 0,05 мм. Мелкоалевритовая и пелитовая фракции характеризуют затишные зоны. Основное количество твердого седиментационного материала, исходящего из плейстоценовых отложений и в меньшей мере из палеозойских карбонатных пород, распределяется по дну водоема в соответствии с гидродинамической обстановкой.

5. 3. Сортированность осадков

А. Лисицыным (1966) показано, что сортированность осадков необходимо рассматривать совместно с их медианным диаметром и шкала значений сортированности должна быть подвижной (табл. 34). По теоретическим соображениям самые низкие значения коэффициента сортированности должны соответствовать осадкам с медианным диаметром от 0,1 до 0,2 мм, т. е. мелким пескам. При увеличении и уменьшении средних размеров частиц коэффициент сортированности (S_o) увеличивается, т. е. сортированность осадков ухудшается. По мнению А. Лисицына (1966), при составлении шкал значений коэффициента сортированности всегда необходимо учитывать гидродинамический режим и условия питания осадочным материалом в конкретном водоеме.

Наши материалы также подтверждают целесообразность применения подвижной шкалы значений коэффициента сортированности (рис. 34, 35, 36, 37).

Сортированность осадков колеблется значительно: осадки с одинаковым медианным диаметром могут иметь различные значения S_o . Для крупных алевритов и песков (рис. 34, 35 и 36а) характерны главным образом значения S_o менее 2,0, а для грубообломочных осадков, мелких алевритов и пелитов (рис. 34, 36 б и 37) — обычно свыше 3,0, часто еще больше. У песков и крупных алевритов хорошо проявляется известная закономерность, по которой с увеличением содержания преобладающей фракции значения S_o уменьшается. Особенно четко эта закономерность проявляется у мелких песков и крупных

Таблица 34

Изменение коэффициента сортированности в зависимости от изменения медианного диаметра (Лисицын, 1966)

Осадки по медианному диаметру	Коэффициент сортированности (S_o)		
	хороший	средний	плохой
Гравий и крупный песок	1,4 — 2,0	2,0 — 3,0	более 3,0
Мелкий песок	1,0 — 1,5	1,5 — 2,0	более 2,0
Алеврит	1,0 — 2,0	2,0 — 4,0	более 4,0
Пелит	1,0 — 3,0	3,0 — 5,0	более 5,0

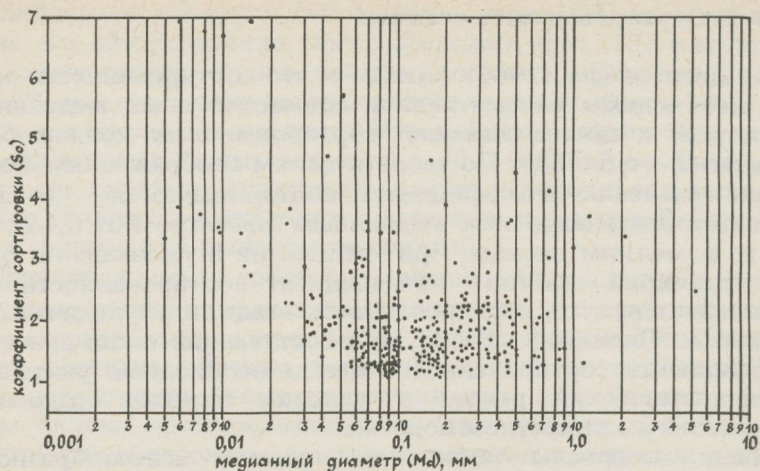
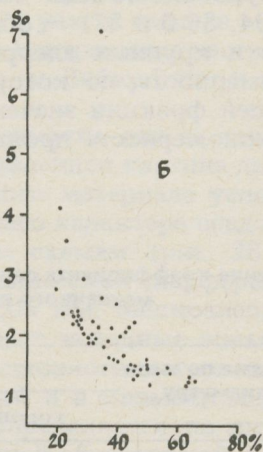
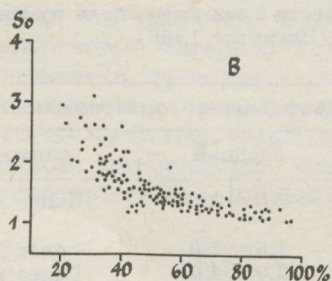
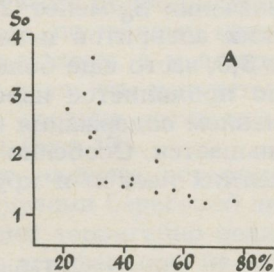


Рис. 34. Зависимость между медианным диаметром (Md) и коэффициентом сортированности (S_o) донных осадков Вайнамери.

Fig. 34. Dependence between median diameter (Md) and sorting coefficient (S_o) of bottom deposits of Väinameri.



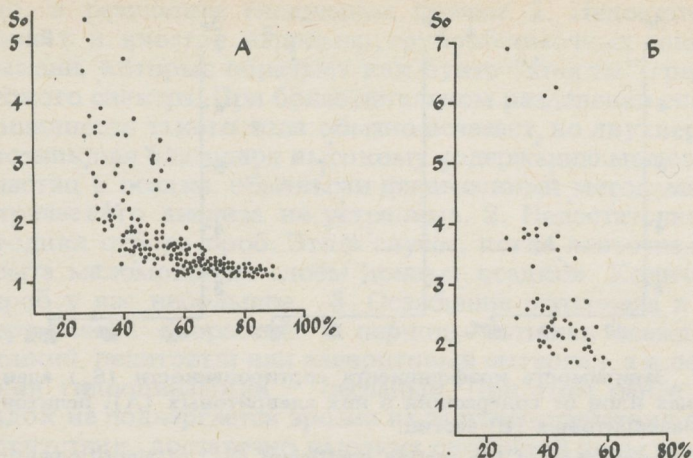


Рис 36. Зависимость коэффициента сортированности (S_o) алевроитов от преобладающей фракции: А — крупные алевроиты (преобладает фракция 0,1—0,05 мм); Б — мелкие алевроиты (преобладает фракция 0,05—0,01 мм).

Fig. 36. Dependence of the sorting coefficient (S_o) of aleurites (silts) upon prevailing fraction А — coarse aleurite (fraction 0.1—0.05 mm prevails); Б — fine aleurite (fraction 0.05—0.01 mm prevails).

алевроитов (рис. 36 в и 36 а). В то же время у мелких алевроитов (рис. 36б) и особенно у алевроитово-пелитовых илов (рис. 37а) она практически не улавливается.

Значения S_o алевроитово-пелитовых илов не зависят также от изменения содержания алевроитового компонента (рис. 37б). По-видимому, это является специфической особенностью алевроитово-пелитовых осадков. В илах отчетливо проявляется зависимость, согласно которой в связи с увели-

Рис. 35. Зависимость коэффициента сортированности (S_o) песков от преобладающей фракции: А — крупные пески (преобладает фракция 1,0—0,5 мм); Б — средние пески (преобладает фракция 0,5—0,25 мм); В — мелкие пески (преобладает фракция 0,25—0,1 мм).

Fig. 35. The dependence of the sorting coefficient (S_o) of sands upon prevailing fraction: А — coarse sand (fraction 1.0—0.5 mm prevails); Б — medium sand (fraction 0.5—0.25 mm prevails); В — fine sand (fraction 0.25—0.1 mm prevails).

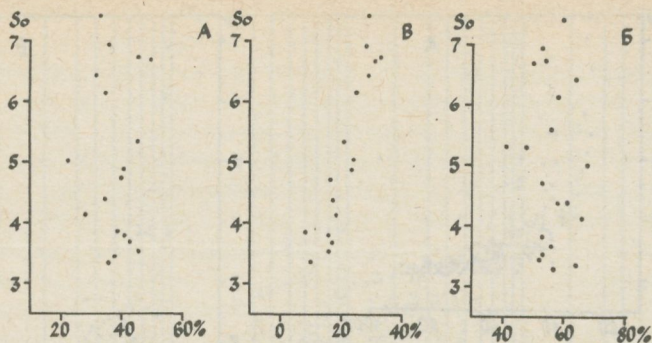


Рис. 37. Зависимость коэффициента сортированности (S_o) алевроитово-пелитовых илов от содержания в них алевроитовых (А), пелитовых (Б) и мелкоалевритовых (В) частиц.

Fig. 37. Dependence of the sorting coefficient (S_o) of aleuritic-pelitic muds upon the content of aleuritic (A), pelitic (Б) and fine pelitic (В) particles in them.

чением содержания мелкопелитового метариала (менее 0,001 мм), увеличивается и значение S_o .

Анализ имеющихся гистограмм показывает, что сортированность осадка зависит главным образом от ширины гранулометрического спектра и от размещения отдельных размерных фракций по нему (см. рис. 19, 20, 21, 22, 24, 26 и 27). Одновершинные узкие спектры всегда соответствуют хорошо сортированным осадкам (например 59-2, рис. 32). Существенно не ухудшается сортированность и в том случае, если содержание главенствующей размерной фракции лишь немного отличается от содержания соседних фракций (например 41-2, рис. 24). С расширением гранулометрического спектра или появлением двух- или многовершинности сортированность осадка ухудшается. При этом, чем больше фракций между отдельными максимумами и чем меньше высота максимумов отличается, тем хуже сортированность (см. например 75-210 и 75-309, рис. 24; 128-3 и 84-5, рис. 26). Двухвершинность особенно характерна для мелких алевроитов и алевроитово-пелитовых илов; у других подтипов она встречается значительно реже.

Причины возникновения двухвершинности различны и они подробно рассмотрены в монографии А. Лисицына (1966). В Вьянамери мы имеем дело с двухвершинностью, возникшей,

вероятно, в результате следующих причин. 1. Недостаточное разделение т. н. хвостов, например, грубообломочных и пелитовых фракций, которые образуют как будто "хвосты" гранулометрического спектра. При более детальном разделении спектра двухвершинность такого типа обычно исчезает, но двухвершинность, возникшая благодаря высокому содержанию мелкопелитовых частиц в осадке, обычными физическими методами гранулометрического анализа не устранима. 2. Недостаточно четкая методика отбора проб. Это в случае, когда ленточная глина покрыта маломощным слоем донных осадков. Количество таких проб у нас небольшое. 3. Осаждение материала в т. н. поле переменных скоростей. В периоды затишья осаждается более тонкий, пелитовый или алевритовый материал, а в период оживления гидродинамики — песчаный. При этом ранее осевший осадок не подвергается эрозии из-за взаимодействия фракций и отсутствия достаточно высоких скоростей воды для размыва. 4. Ледовый разнос осадочного материала. Двухвершинность этого типа встречается, по-видимому, редко, поскольку льды содержат обычно немного осадочного материала, из которого большинство откладывается у берегов вследствие того, что основная масса льдов тает у берегов. Некоторая часть грубозернистого материала все же попадает в более тонкие осадки. Примером этого может служить гистограмма 73-58 (рис. 22), где у мелкого песка наблюдается небольшой максимум в грубообломочной части гранулометрического спектра.

Трудно согласиться с выводом А. Лисицына о том, что двухвершинность обычно не оказывает существенного влияния на сортированность. По нашему мнению, влияние двухвершинности на сортированность всегда имеет место, однако при слабовыраженной двухвершинности оно не всегда замечается. Но, чем резче выражена двухвершинность и чем дальше друг от друга расположены максимумы содержания, тем сильнее и их влияние.

Для определения степени сортированности осадков Вьянамери (табл. 35) нами учтены гранулометрический состав и характер распределения материала по гранулометрическому спектру. Так, например, для мелких песков и крупных алевритов значения S_o более 1,5 указывают на среднюю сортированность, а более 2,5 на плохую (табл. 35). В то же время для более крупных осадков значение S_o от 2,0 до 3,0 является признаком средней, а более 3,0 — плохой сортированности и т. д.

Исходя из цифровых пределов, приведенных в табл. 35, со-

Подвижная шкала коэффициента сортированности осадков
Вьянамери

Тип или подтип осадка	Коэффициент сортированности S_o		
	хороший	средний	плохой
Гравийно-галечный	1,0 — 2,0	2,0 — 3,0	более 3,0
Песок средний и крупный	1,0 — 2,0	2,0 — 3,0	более 3,0
Песок мелкий	1,0 — 1,5	1,5 — 2,5	более 2,5
Алеврит крупный	1,0 — 1,5	1,5 — 2,5	более 2,5
Алеврит мелкий	1,0 — 2,5	2,5 — 4,0	более 4,0
Алевритово-пелитовый ил	1,0 — 3,0	3,0 — 5,0	более 5,0

ставлена таблица 36, где показана сортированность осадков Вьянамери.

По имеющимся данным лучше всего сортированы крупные алевриты, из которых 59% имеют значения S_o менее 1,5. Они имеют также наименьшее среднее значение S_o — 1,62. Следуют крупные средние пески и мелкие алевриты, где хорошо сортированные разновидности занимают 57,2—57,4%. В этих осадках почти одинаковые и соотношения различно сортированных разновидностей. Мелкие пески в среднем не отличаются хорошей сортированностью, хотя теоретически это можно было предполагать. Бросается в глаза (табл. 36), что среди мелких песков наиболее редко встречаются плохо сортированные разновидности — до 5,8%, а разновидности хорошей и средней сортированности распространены почти в одинаковых количествах, что не наблюдается у других подтипов осадков. Сортированность мелких песков по отдельным частям Вьянамери почти одинакова и колеблется от 1,5 до 1,84 (табл. 23), что соответствует средней сортированности. Наряду с очень хорошо сортированными мелкими песками, содержащими 80% и более частиц размерностью 0,25—0,1 мм, встречаются и слабо сортированные разновидности. Относительно плохая сортированность мелких песков обусловлена примесями и показывает, что данный осадок не соответствует условиям, существующим на дне в этот период. Вероятно, что основной причиной этого является относительно слабый гидродинамический режим в пределах некоторых элементов рельефа, например, в понижениях дна и в

Сортированность осадков Вьянамери, % (n — количество проб)

Тип или подтип осадка	Хорошая	Средняя	Плохая	Среднее значение S_o
Галечно-гравийный (n = 10)	10,0	10,0	80,0	4,32
Песок крупный (n = 21)	57,2	33,3	9,5	1,95
Песок средний (n = 60)	57,4	36,1	6,5	2,02
Песок мелкий (n = 155)	48,4	45,8	5,8	1,64
Алеврит крупный (n = 392)	59,0	28,4	12,6	1,62
Алеврит мелкий (n = 62)	57,2	36,5	6,3	2,78
Ил алевритово-пелитовый (n = 24)	0	55,0	45,0	5,05

заливах, а также в нижней части подводного берегового склона, где прослеживаются мелкие пески. Сортированность маломощных (до 10 см) мелких песков на ленточной глине ухудшается в связи с увеличением сравнительно грубозернистых примесей.

Сортированность крупноалевритовых осадков также очень различна. В целом среди них наиболее часто встречаются хорошо сортированные разновидности (табл. 36), но сравнительно часто наблюдаются и плохо сортированные — до 12,6%. Ухудшение сортированности крупных алевритов отмечается главным образом в заливах Хаапсалу, Топу и Матсалу, в проливе Воози-Курк и в южной части пролива Суур-Вяйн, что связано с особенностями гидродинамики, и следовательно, с особенностями распределения седиментационного материала в пределах этих частей Вьянамери.

Заливы Хаапсалу и Топу относятся к т. н. защитным областям. Их внутренние части, где распространяются крупные алевриты, защищены от сильного волнения островками и подводными банками. Поэтому в состав крупного алеврита входит сравнительно много примесей тонких фракций (менее 0,05 мм) — соответственно 37, 61 и 41,8%, что уменьшает значение M_d

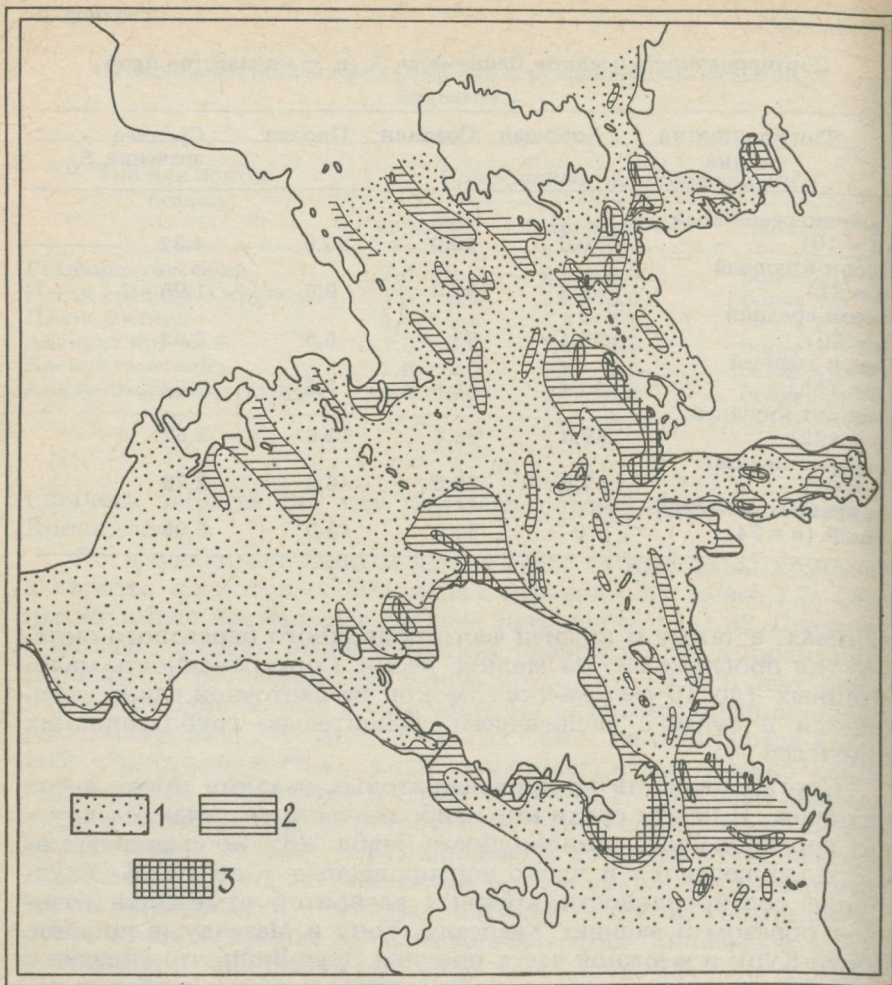


Рис. 38. Распределение значений коэффициента сортированности (S_o) в поверхностном слое донных осадков Вайнамери: 1 — $S_o < 2$; 2 — $S_o = 2-3$; 3 — $S_o > 3$.

Fig. 38. Distribution of the values of the sorting coefficient (S_o) in the upper stratum of bottom deposits of Väinämeri: 1 — $S_o < 2$; 2 — $S_o = 2-3$; 3 — $S_o > 3$.

по сравнению с Md для других участков (в среднем 0,057 и 0,063 мм) и снижает сортированность здешних крупных алевритов. В затишной области залива Матсалу на сортированность влияют два фактора: выносы реки Казари, которые относительно грубозернистые и малая активность волнения, обусловившая накопление тонкого материала. Это расширяет гранулометрический спектр этих осадков и приводит к ухудшению сортированности.

Крупные алевриты пролива Воози-Курк характеризуются наименьшим содержанием фракции 0,1—0,05 мм (в среднем 48,4%, табл. 26). В их составе сравнительно много мелкоалевритовых частиц, что вызывает ухудшение сортированности.

В целом осадки Вьянамери сортированы сравнительно хорошо (рис. 38). Коэффициент сортированности донных осадков Вьянамери значительно меняется в зависимости от гидродинамических условий на различных участках морского дна. Амплитуда колебания от 1,08 до 9,19. Устанавливается общая закономерность: у берега грубые осадки, как правило, средне- или плохосортированы: здесь обычны коэффициенты сортированности от 2 до 4 и более. С увеличением глубины уменьшается медианный диаметр осадков и улучшается их сортированность. Так, крупные-средние пески, прослеживающиеся мористее грубообломочных осадков, сортированы значительно лучше. Еще лучше сортированы мелкие пески и крупные алевриты, прослеживающиеся на обширных площадях в центральной части Вьянамери, в проливе Суур-Вяйн, на плесе Кассари и в других местах. С дальнейшим уменьшением медианного диаметра снова наблюдается ухудшение сортированности. Такая закономерность в изменении значения коэффициента сортированности наглядно иллюстрируется на рис. 34 и 38.

Таким образом, в Вьянамери наиболее хорошо сортированы мелкие пески и крупные алевриты. С увеличением и уменьшением медианного диаметра осадка сортированность заметно ухудшается.

6. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДКОВ

Сведения о минеральном составе донных осадков некоторых участков Вьянамери приведены в ряде наших статей (Лутт, 1976; Kask, Lutt, Orviku, 1978; Lutt, Kask, 1980 b). Распределение тяжелых минералов по гранулометрическому спектру

проанализировано на основании 155 иммерсионных анализов (Лутт, 1976).

Обломочные минералы донных осадков Вьянамери исследовались во фракциях 0,25 — 0,1; 0,1 — 0,05 и 0,05 — 0,01 мм; для характеристики глинистых минералов в основном изучалась фракция менее 0,001 мм, лишь при незначительном содержании тонкопелитовых частиц исследовалась фракция менее 0,005 мм.

Минеральный состав донных осадков Вьянамери характеризуется большой качественной пестротой. В целом в Вьянамери определено более 40 минералов и минеральных групп. Описание наиболее распространенных из них дано нами ранее (Лутт, 1976), поэтому здесь нет необходимости останавливаться на этом. Следует отметить, что минералы в осадках Вьянамери, как правило, чистые, без примазок гидроокислов железа. Минеральные зерна имеют преимущественно терригенное происхождение; количество аутигенных образований небольшое и не превышает 1 — 2%. К последним частично можно отнести пирит, представленный иногда микроконкрециями диаметром в нескольких сотых долей миллиметра, образующей агрегаты, состоящие из нескольких или десятка элементарных шариков. Такого рода образования известны и из других частей Балтики (Блажишин, 1976 б). В некоторых случаях наблюдаются включения пирита в полостях панцирей диатомей и на пылевых зернах. Макразит в осадках с полной уверенностью не установлен. В отедльных пробах в отраженном свете обнаружены светло-желтые зерна с серебристым блеском, напоминающие марказит. Пиритовые зерна с поверхностного слоя осадков нередко частично покрыты продуктами окисления, но в нижних слоях такое явление довольно редкое. К аутигенным образованиям, видимо, можно отнести также основное количество гидроокислов железа и небольшую часть карбонатов.

6. 1. Минеральный состав песчаных фракций

Количество минеральных видов в крупно- и средnepесчаном компоненте (1,0 — 0,25 мм) невелико, но оно заметно увеличивается в мелкопесчаной фракции (0,25 — 0,1 мм). Одновременно увеличивается содержание тяжелой подфракции.

В крупных фракциях песка главная роль принадлежит кварцу и полевым шпатам. Довольно много обломков пород.

Из тяжелых минералов наиболее часты амфиболы, биолит, гранаты и пироксены. Обычны также гидроокислы железа и эпидот.

Мелкопесчаный компонент в донных осадках Вьянамери широко распространен и характеризуется богатым набором минералов. Преобладающими являются легкие минералы: кварц, полевые шпаты, слюды и карбонаты, составляющие обычно 95—98%. Содержание тяжелой подфракции колеблется в больших пределах от 0,19 до 7,33% (табл. 37) и составляет в среднем 1,84%. Более детальное исследование содержания тяжелых минералов по мелкопесчаной части гранулометрического спектра (Лутт, 1976) показало, что закономерное изменение их количества наблюдается и внутри этой фракции (табл. 38). Наиболее важное значение в образовании комплекса тяжелых минералов в мелкопесчаном компоненте имеет материал размерностью 0,125 — 0,1 мм, т. е. наиболее тонкозернистая его часть, которая в составе мелких песков обычно играет второстепенную роль. По-видимому, этим и объясняется конфигурация графика на рис. 39. По этому графику видно, что содержание тяжелых минералов в мелкопесчаном компоненте изменяется в зависимости от медианного диаметра осадка. При этом наблюдается интересная закономерность, по которой мелкопесчаная фракция осадков с медианным диаметром от 0,1 до 0,2 мм наиболее бедна тяжелыми минералами. С увеличением или уменьшением Md осадка наблюдается увеличение количества тяжелых минералов. К сожалению, мы не располагаем аналогичными данными по другим бассейнам седиментации, и поэтому трудно сказать, является ли выявленная закономерность общей, характерной только для небольших водоемов, или она специфична только для Вьянамери.

Чем же обусловлено возникновение выявленного распределения тяжелых минералов? Относительно низкое содержание тяжелых минералов в мелкопесчаном компоненте самых мелких песков объясняется тем, что наиболее богатая ими часть гранулометрического спектра (фракция 0,125—0,1 мм) обычно незначительная (не более 15% мелкопесчаного компонента), и основное количество тяжелых минералов происходит из более распространенных крупных фракций (0,25—0,2 или 0,2—0,16 мм), которые сравнительно бедны ими (табл. 38). С уменьшением Md , т. е. в алевритах, наиболее существенной песчаной примесью является мелкопесчаный материал и особенно частицы размерностью 0,125—0,1 мм, что и обуславливает увеличение тяжелых минералов в мелкопесчаном компоненте.

Минеральный состав мелкопесчаного (0,25—0,1 мм) компонента
донных осадков Вьянамери (84 пробы), %.

Минералы	Пределы коле- бания	Среднее
Легкие минералы		
Кварц	41,5—97,9	80,3
Полевые шпаты	2,1—30,6	13,8
Биотит	0—16,4	1,6
Мусковит	0—29,5	1,4
Хлориты	0—1,2	0,1
Карбонаты	0—35,5	1,6
Глауконит	Единичные зерна	
Опал (диатомовые)	Единичные зерна	
Агрегаты, неопределимые зерна	0—22,3	1,2
Тяжелые минералы		
Гидроокислы железа, гематит	0—14,0	1,0
Пирит	0—16,4	0,6
Магнетит, ильменит	0—42,4	6,2
Лейкоксен	0—1,8	0,4
Гранаты	0—40,8	12,7
Амфиболы	0,9—65,5	34,1
Ромбические пироксены	0—11,3	4,3
Моноклинные пироксены	0—8,4	2,8
Биотит, хлориты	1,4—81,9	26,3
Мусковит	0—25,0	2,8
Циркон, монацит	0—2,6	0,6
Турмалин	0—3,2	0,6
Минералы группы эпидота	0—13,2	2,6
Ставролит	0—0,7	0,1
Дистен	Единичные зерна	
Силлиманит	0—0,9	0,1
Апатит	0—4,3	0,6
Рутил	0—0,7	0,1
Сфен	0—0,6	0,1
Даллит, коллофан	0—7,9	0,8
Карбонаты	0—16,3	1,3
Глауконит	Единичные зерна	
Агрегаты, неопределимые зерна	0—5,3	1,9
Выход тяжелой подфракции, %	0,19—7,33	1,84

СОДЕРЖАНИЕ
ТЯЖ. ПОДФРАКЦИИ

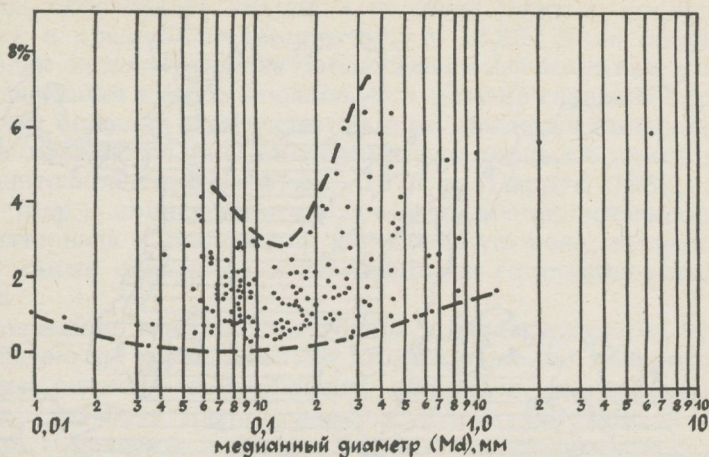


Рис. 39. Изменение содержания тяжелой подфракции (вес %) в мелкопесчаном (0,25–0,1 мм) компоненте в зависимости от осадка (по данным 199 анализов).

Fig. 39. The change in the content of heavy subfraction in fine sand (0.25–0.1 mm) component in dependence of median diameter (Md) (according to the data by 199 analyses).

Повышение количества тяжелых минералов с увеличением Md связано с гидравлической крупностью различных минералов. Поэтому в состав средних и крупных песков попадает сравнительно много тяжелых минералов мелкопесчаной размерности и соответственно происходит обогащение тяжелыми минералами мелкопесчаного компонента средних и крупных песков.

Таблица 38

Распределение тяжелых минералов в мелкопесчаном компоненте (0,25–0,1 мм) донных осадков Вьянамери (n — количество проб), %.

Фракция, мм	Пределы колебания	Среднее
0,25–0,2 (n = 15)	0,34–2,95	0,95
0,2–0,16 (n = 17)	0,31–5,29	1,54
0,16–0,125 (n = 17)	0,46–5,50	2,26
0,125–0,1 (n = 16)	0,98–30,36	4,35

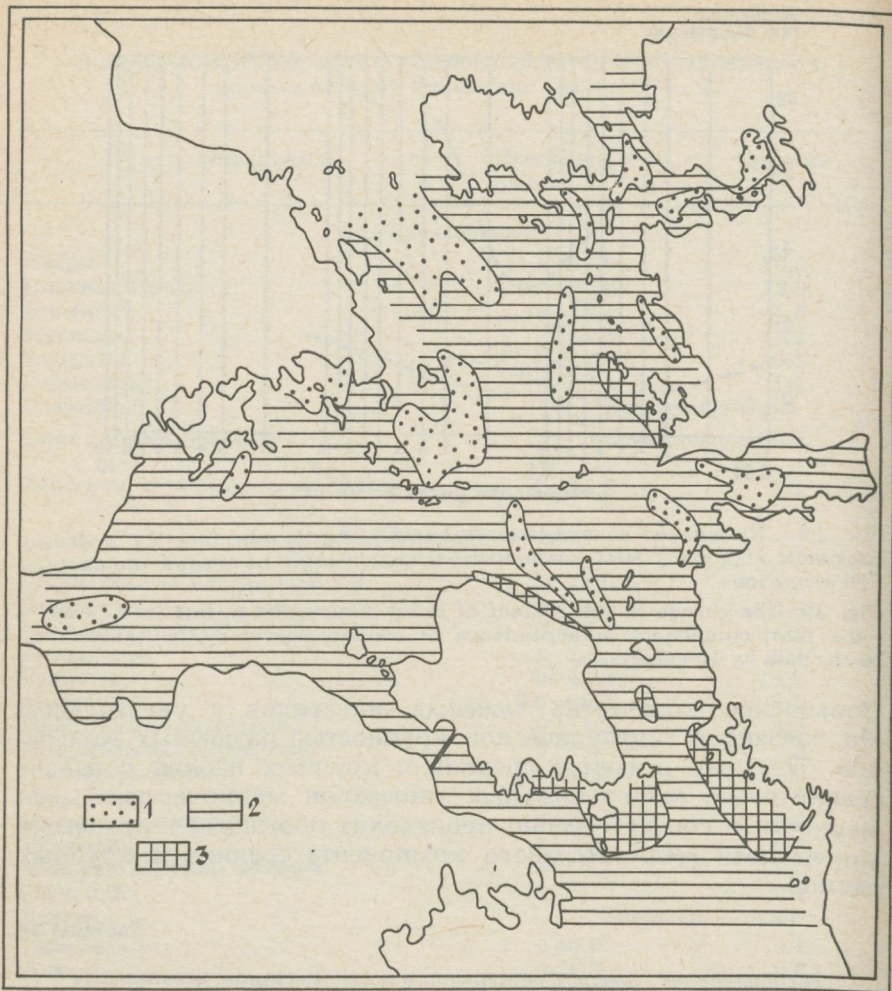


Рис. 40. Содержание минералов тяжелой подфракции в мелкопесчаном (0,25—0,1 мм) компоненте поверхностного слоя донных осадков Вайнамери.

Fig. 40. The content of minerals of heavy subfraction in fine sand (0.25—0.1 mm) component of upper stratum of bottom deposits of Väinameri.

Легкая подфракция мелкопесчаного компонента состоит главным образом из кварца и полевых шпатов, содержание которых в среднем составляет 80,3 и 13,8%. Доля остальных минералов незначительная. Наблюдаются значительные колебания содержания всех минералов. Это связано главным образом с тем, что большие количественные расхождения минерального состава отмечаются уже в исходных для донных осадков морене и ленточной глине (Раукас, 1978 а; Пиррус, 1968; Лутт, 1980 а и др.), являющимися основными поставщиками осадочного материала в Вяйнамери. Определенную роль, несомненно, играют также сложность и изменчивость гидродинамического режима.

Содержание тяжелых минералов в мелкопесчаном компоненте обычно не превышает 5%. Более высокие концентрации отмечены редко и на небольших площадях, приуроченных к участкам размыва плейстоценовых отложений (рис. 40). Из тяжелых минералов наиболее часты в мелкопесчаном компоненте амфиболы, слюды, гранаты и пироксены. Для этой размерной фракции характерны также силлиманит, ставролит и фосфаты (коллофан, даллит), встречаемые в небольших количествах, но содержание их уменьшается в сторону алевритовых фракций.

В качестве сравнительного материала (табл. 39) представим данные изучения нами минерального состава мелкопесчаного компонента Пярнуского залива и бухты Кейбу, а также по ЮВ Балтике (Блажчишин, Усонис, 1970).

Минеральный состав легкой подфракции мелкопесчаного компонента сопоставимых участков качественно очень мало отличается. Преобладающим минералом везде является кварц, содержание которого, хотя колеблется в довольно широких пределах, в осадках прибрежного моря Эстонии обычно несколько больше, чем в ЮВ Балтике. В донных осадках Вяйнамери, а также Пярнуского залива и бухты Кейбу на втором месте, как правило, находятся полевые шпаты, количество которых по сравнению с вяйнамерескими донными осадками заметно больше в Пярнуском заливе (табл. 37 и 39). В ЮВ Балтике количество полевых шпатов значительно меньше, но резко увеличивается роль глауконита — в среднем 7,9% (максимально 40,4%). Частота встречаемости слюд несколько больше в осадках прибрежного моря Эстонии, и особенно в бухте Кейбу. Если роль мусковита и биотита в осадках Вяйнамери приблизительно равна (соответственно 1,4 и 1,6%), то в

Минеральный состав мелкопесчаного компонента донных осадков Пярнуского залива, бухты Кейбу и ЮВ Балтики (n — количество анализов), %.

Минералы	Пярнуский залив (n = 8)		бухта Кейбу (n = 4)		ЮВ Балтика ¹ (n = 116/105) ²		
	Пределы колебания	Среднее	Пределы колебания	Среднее	Пределы колебания	Среднее	
Легкие минералы							
Кварц	66,9—92,2	75,6	33,8—92,4	80,6	2,9—97,2	72,8	
Полевые шпаты	18,2—24,7	21,0	7,3—16,0	11,2	0,3—22,2	5,4	
Биотит	Единичные зерна		0—5,4	1,0			
Мусковит	0—3,7	1,0	0—46,3	6,2	0—56,0	3,0	
Карбонаты	0,3—4,9	1,7	0—5,1	0,9	0—10,8	0,9	
Глауконит	—		—		0—40,4	7,9	
Агрегаты, неопределимые зерна	Единичные зерна		Единичные зерна		—		
Тяжелые минералы							
Гидроокислы железа, гематит	2,0—5,0	3,8	0—1,8	0,5	0—58,0	3,4	
Пирит	Единичные зерна		0—0,7	0,3	0—92,2	1,9	
Магнетит, ильменит	2,5—9,8	5,3	1,7—19,6	14,2	0—45,6	14,0	
Лейкоксен	0,2—1,1	0,5	0—0,4	0,2	0—16,6	3,4	
Гранаты	8,2—52,6	23,6	0,9—30,0	18,1	0—44,2	9,2	
Амфиболы	17,4—35,8	26,4	1,2—35,3	27,5	0—56,6	15,7	
Ромбические пироксены	1,1—3,9	2,0	0,2—3,8	2,7	0—14,0	1,9	
Моноклинные пироксены	1,3—3,7	2,4	0,2—3,6	2,3			
Биотит	4,1—53,3	25,5	4,4—57,2	16,1	0,87,7	6,7	
Мусковит	0,2—3,6	1,2	0—28,0	4,4			
Циркон	0,4—1,7	0,8	0,5—4,9	1,9	0—14,0	1,4	
Турмалин	0—1,3	0,6	0,2—2,3	0,7	0—3,4	0,7	
Минералы группы эпидота	1,1—3,6	1,9	0,3—2,4	1,5	0—18,6	2,7	
Ставролит	Единичные зерна		—		0—18,3	2,2	
Дистен, силлиманит	0—0,06	0,4	0—0,2	0,1			
Апатит	0—1,0	0,4	0,2—1,1	0,5	0—2,4	0,3	
Рутил	Единичные зерна		Единичные зерна		0—13,2	1,1	
Сфен	—		Единичные зерна				
Даллит, коллофан	0—5,4 ³	1,7	Единичные зерна		0—83,8	12,9	
Карбонаты	0—1,4	0,7	3,5—11,9 ³		7,6	0—87,6 ⁴	5,0
Глауконит	—		—			0—30,0	1,4
Агрегаты, неопределимые зерна	0,4—3,7	2,4	0,2—2,4	1,3	—		
Выход тяжелой подфракции, %	1,20—4,44	2,48	0,23—3,39	1,31	0,1—17,6	1,4	

¹ по А. Блажчишину и М. Усонису (1970)

² знаменатель — кол-во анализов легких, числитель — тяжелых мин-ов

³ кальцит и доломит

⁴ сидерит

осадках Пярнуского залива и бухты Кейбу заметно доминирует мусковит (табл. 37 и 39).

Качественно не отличается и набор основных тяжелых минералов в мелкопесчаном компоненте осадков рассматриваемых районов. Заметные различия отмечаются в количественных соотношениях отдельных минералов. По средним показателям наиболее частыми минералами являются амфиболы, однако чаще они встречаются в осадках Вьянамери (в среднем 34,1%). В Пярнуском заливе и бухте Кейбу содержание амфиболов несколько меньше (соответственно 26,4 и 27,5%). Еще реже они распространены в осадках ЮВ Балтики (в среднем 15,7%). Аналогично амфиболам изменяется и содержание пироксенов. В осадках Вьянамери, а также бухты Кейбу, как правило, преобладают ромбические, а в осадках Пярнуского залива моноклинные разновидности (табл. 37 и 39). Гранаты в мелкопесчаном компоненте осадков прибрежного моря Эстонии широко распространены, однако, по сравнению с другими рассматриваемыми участками их встречаемость в осадках Вьянамери относительно скромная. В мелкопесчаном компоненте ЮВ Балтики содержание гранатов несколько меньше. В соотношении слюд, среди которых резко преобладают биотит, существенных различий между отдельными районами прибрежного моря Эстонии нет, однако, по сравнению с ЮВ Балтикой их содержание здесь значительно выше. Из карбонатных минералов в прибрежных осадках Эстонии встречаются доломит и кальцит, но в ЮВ Балтике в основном сидерит. По сравнению с осадками Вьянамери количество карбонатов в Пярнуском заливе заметно выше (соответственно 1,3 и 7,6%). Аналогично карбонатам изменяется и содержание черных рудных минералов (табл. 37 и 39). По сравнению с осадками Вьянамери, а также другими участками прибрежного моря Эстонии в осадках ЮВ Балтики заметно больше распространяются глауконит, фосфаты (даллит, коллофан), минералы группы эпидота, несколько чаще встречаются и титанистые минералы (сфен, рутил). Иногда очень высокое (92,2%) содержание пирита.

Сопоставляя минеральный состав мелкопесчаного компонента донных осадков Вьянамери с таковым бухты Кейбу, Пярнуского залива и ЮВ Балтики, следует отметить, что наиболее близок к первому комплекс минералов донных осадков бухты Кейбу. Это и понятно, поскольку оба участка расположены на выходах нижнепалеозойских карбонатных пород и питаются за счет близких по минеральному составу отложе-

ний (богатая карбонатами морена, ленточная глина, карбонатные коренные породы). Пярнуский залив находится под непосредственным влиянием девонских, преимущественно терригенных пород, что и сказывается на минеральном составе его донных осадков — увеличивается роль гранатов. Интересно отметить, что в легкой подфракции мелкопесчаного компонента донных осадков Пярнуского залива по сравнению с осадками других рассматриваемых районов прибрежного моря Эстонии несколько больше карбонатов, что, по-видимому, обусловлено влиянием карбонатосодержащих пород более северных районов.

В ЮВ Балтике большое влияние на формирование минерального состава донных осадков оказывают мезо-кайнозойские породы и в связи с этим в составе мелкопесчаного компонента морских осадков здесь заметно уменьшается роль амфиболов, гранатов, слюд и пироксенов, а увеличивается значение фосфатов, глауконита и минералов группы эпидота (табл. 39).

Сопоставляя материалы, приведенные в табл. 37 с данными представленными в табл. 39, необходимо отметить, что содержание всех основных тяжелых минералов в мелкопесчаном компоненте донных осадков Вяйнамери колеблется значительно. Аналогичное явление отмечается и в донных осадках ЮВ Балтики. Пределы колебания содержания тяжелых минералов в мелкопесчаной фракции донных осадков бухты Кейбу, и особенно Пярнуского залива менее значительны.

6. 2. Минеральный состав алевритовых фракций

Преобладающими минералами в крупноалевритовом компоненте являются кварц и полевые шпаты, по сравнению с песчаным компонентом увеличивается количество карбонатов.

В распределении основных минералов легкой подфракции в поверхностном слое донных осадков улавливаются некоторые закономерности. Так, содержание кварца (рис. 41) несколько выше в западной и северной частях водоема. В то же время в этих районах меньше карбонатов, содержание которых повышается вблизи участков размыва морены на подводном береговом склоне (рис. 42). Зоны повышенного содержания полевых шпатов приурочены в основном к затишным участкам (рис. 43). Там же наблюдается увеличение количества слюд (рис. 44). Схемы распределения основных легких минералов (рис. 41-44) позволяют наглядно проследить за их распростра-

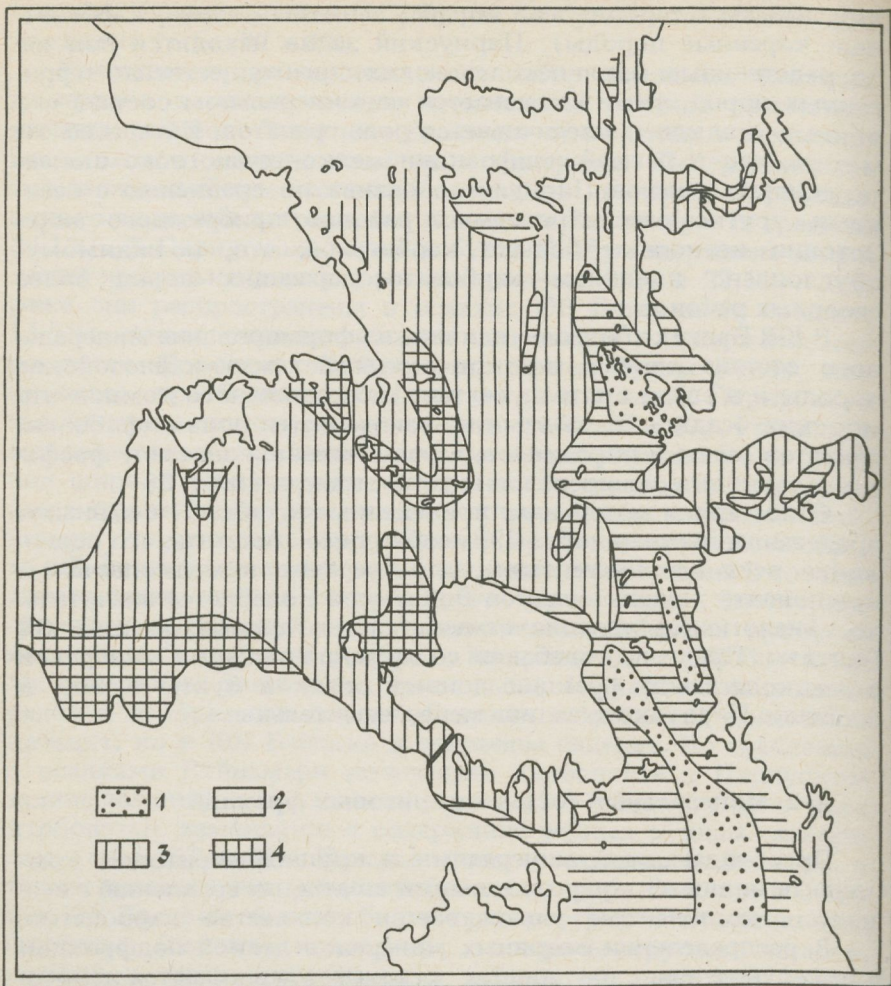


Рис. 41. Распространение кварца в легкой подфракции крупноалевритового (0,1–0,05 мм) компонента поверхностного слоя донных осадков Вайнамери: 1 – менее 60%; 2 – 60–70%; 3 – 70–80%; 4 – более 80%

Fig. 41. Distribution of quartz in light subfraction of coarse aleuritic (0.1–0.05 mm) component in the upper stratum of bottom deposits of Väinameri: 1 – < 60; 2 – 60–70; 3 – 70–80; 4 – > 80 %.

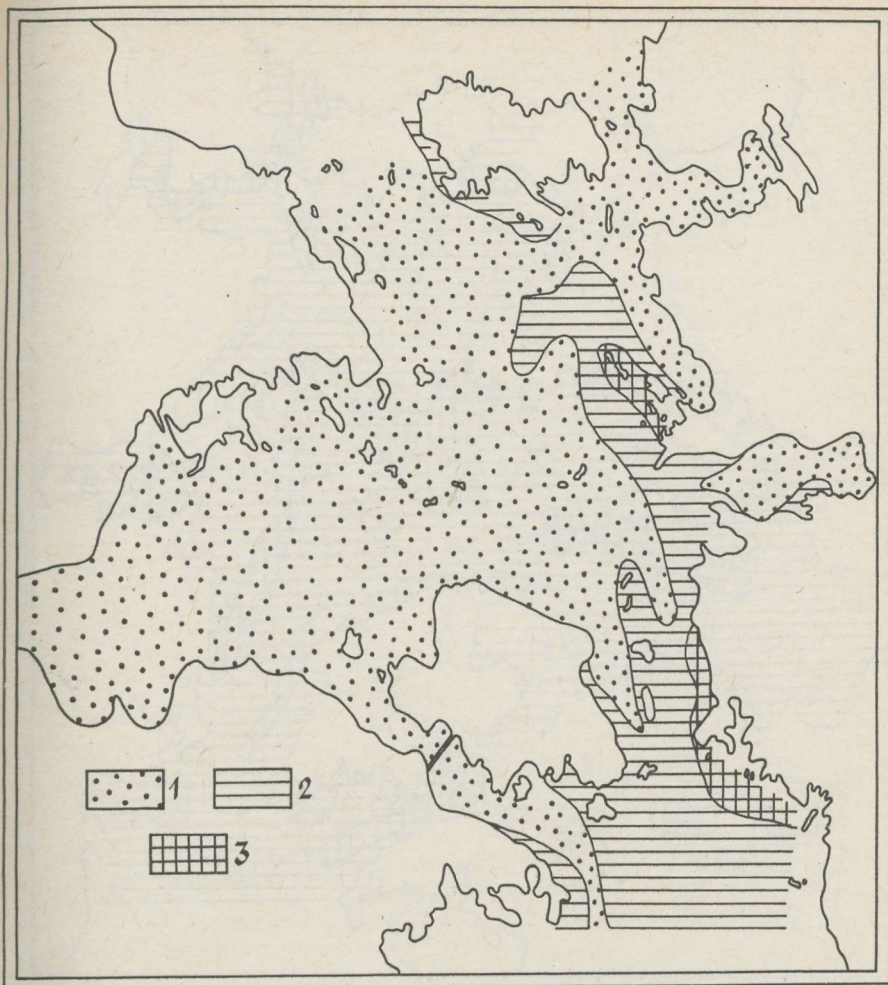


Рис. 42. Распространение карбонатов (кальцита и доломита) в ленточной подфракции крупноалевритового (0,1–0,05 мм) компонента поверхностного слоя донных осадков Вьянамери: 1 — менее 10%; 2 — 10–25%; 3 — более 25%.

Fig. 42. Distribution of carbonates (calcit and dolomite) in light subfraction of coarse aleuritic (0.1–0.05 mm) component of the upper stratum of bottom deposits of Väinämeri: 1 — < 10; 2 — 10–25; 3 — > 25 %.

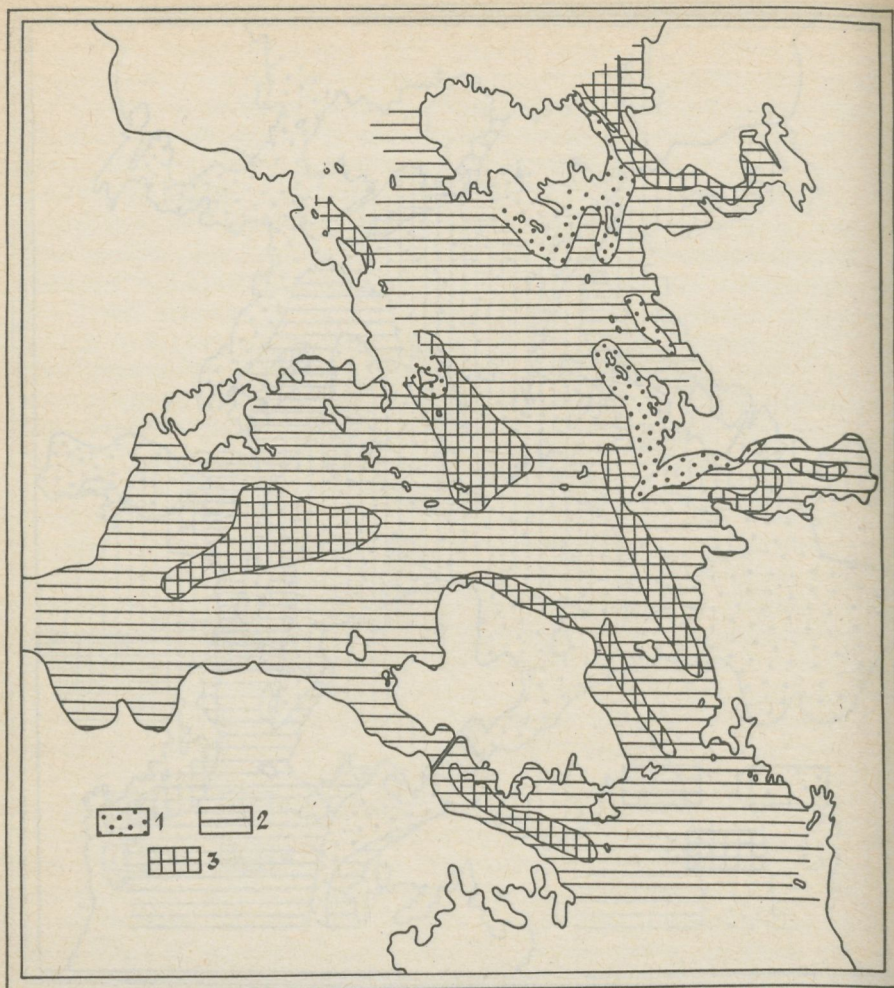


Рис. 43. Распространение полевых шпатов в легкой подфракции крупно-алевритового (0,1–0,05 мм) компонента поверхностного слоя донных осадков Вайнамери: 1 – менее 10%; 2 – 10–25; 3 – более 25%.

Fig. 43. Distribution of feldspars in light subfraction of coarse aleuritic (0.1–0.05 mm) component of the upper stratum of bottom deposits of Väinameri: 1 – < 10; 2 – 10–25; 3 – > 25 %.

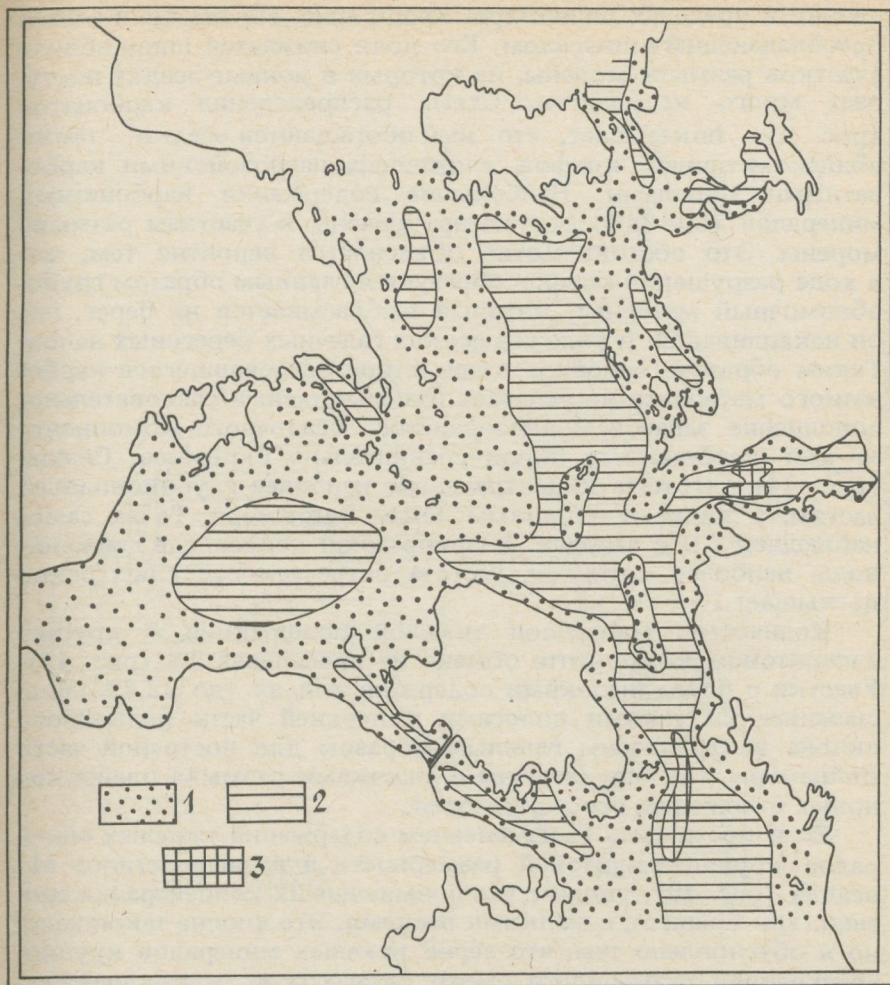


Рис. 44. Распространение слюд (мусковита и биотита) в легкой подфракции крупноалевритового (0,1–0,05 мм) компонента поверхностного слоя донных осадков Вайнамери: 1 — менее 1%; 2 — 1–5%; 3 — более 5%.

Fig. 44. Distribution of micas (muskovite and biotite) in light subfraction of coarse aleuritic (0.1–0.05 mm) component of the upper stratum of bottom deposits of Väinameri: 1 — < 1; 2 — 1–5; 3 — > 5 %.

нением в пределах Вьянамери. Кварц (рис. 41) всюду является преобладающим минералом. Его доля снижается лишь вблизи участков размыва морены, из которых в донные осадки поступает много карбонатов. Схема распределения карбонатов (рис. 42) показывает, что ими обогащаются осадки также вблизи активных клифов, сложенных палеозойскими карбонатными породами. Наибольшие содержания карбонатных минералов (30—34%) все же приурочены к участкам размыва морены. Это обстоятельство объясняется вероятно тем, что в ходе разрушения клифов образуется главным образом грубо-обломочный материал, который выбрасывается на берег, где он накапливается в виде невысоких галечных береговых валов. Таким образом, основное количество образовавшегося карбонатного материала не успевает измелчиться, и следовательно, пополнение запасов мелкозернистого осадочного компонента за счет карбонатных пород сравнительно скромное. Слюдь (рис. 44) тяготеют к центральным наиболее глубоководным частям, а также к затишным зонам Вьянамери. То же самое наблюдается и в заливах. В прибрежной полосе, где движение воды наиболее активное, частота встречаемости слюд редко превышает 1%.

Количество минералов тяжелой подфракции в крупно-алевритовом компоненте обычно не превышает 5% (рис. 45). Участки с более высокими содержаниями их (до 22,8%) прослеживаются узкими полосами в верхней части подводного склона и характерны главным образом для восточной части Вьянамери, где они связаны с участками размыва плейстоценовых отложений, особенно морен.

Если проследить за изменением содержания тяжелых минералов крупноалевритовой размерности в зависимости от M_d осадка (рис. 46), увидим, что повышение их концентрации связано, как правило, с мелкими песками. Это вполне закономерно и обусловлено тем, что зерна тяжелых минералов крупноалевритовой размерности имеют одинаковую гидравлическую крупность с легкими минералами мелкопесчаной размерности и, следовательно, накапливаются вместе.

Изменения количества основных минералов тяжелой подфракции, а также их средние значения приведены в табл. 40. Наиболее распространенными минералами тяжелой подфракции являются амфиболы. За ними следуют гранаты, карбонаты, черные рудные минералы (ильменит, магнетит), пироксены и минералы группы эпидота. Довольно много также циркона,

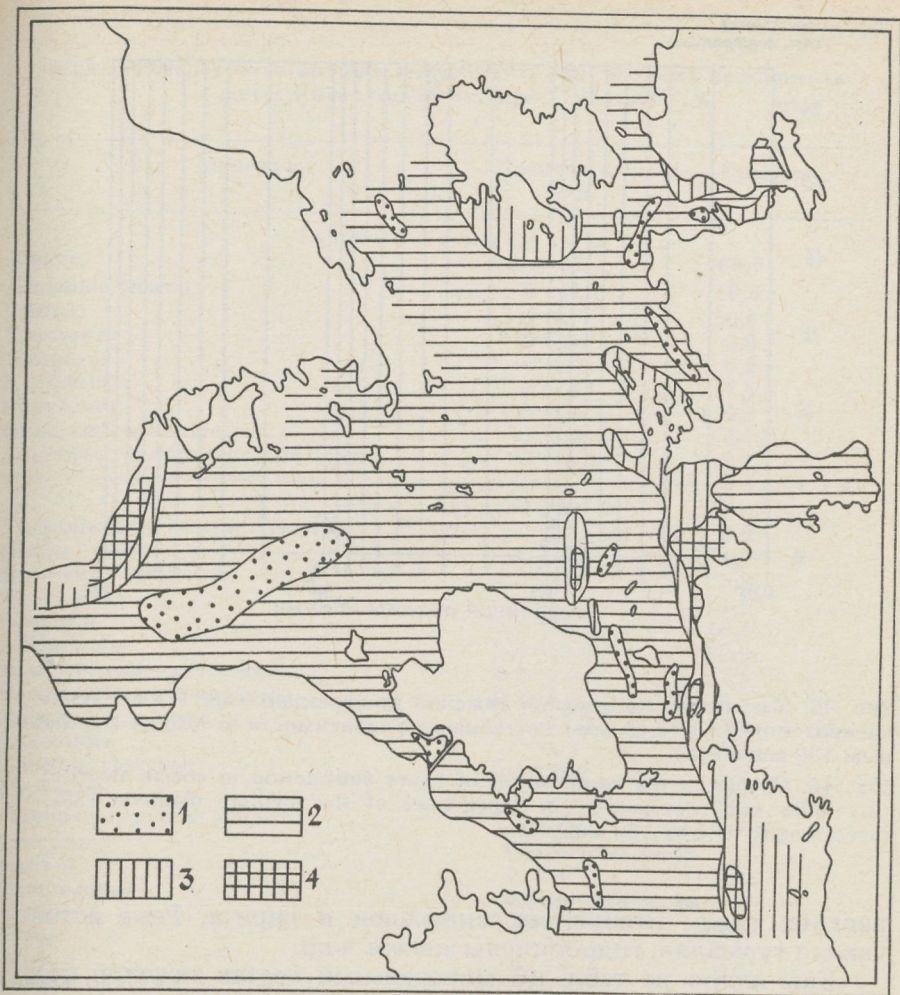


Рис. 45. Содержание минералов тяжелой подфракции в крупноалевритовом (0,1—0,05 мм) компоненте поверхностного слоя донных осадков Вайнамери: 1 — менее 1%; 2 — 1—5%; 3 — 5—10%; 4 — более 10%.

Fig. 45. Content of minerals of heavy subfraction in coarse aleuritic (0.1—0.05 mm) component of the upper stratum of bottom deposits of Väinämeri: 1 — < 1; 2 — 1—5; 3 — 5—10; 4 — > 10 %.

Содержание
тяж. подфракции

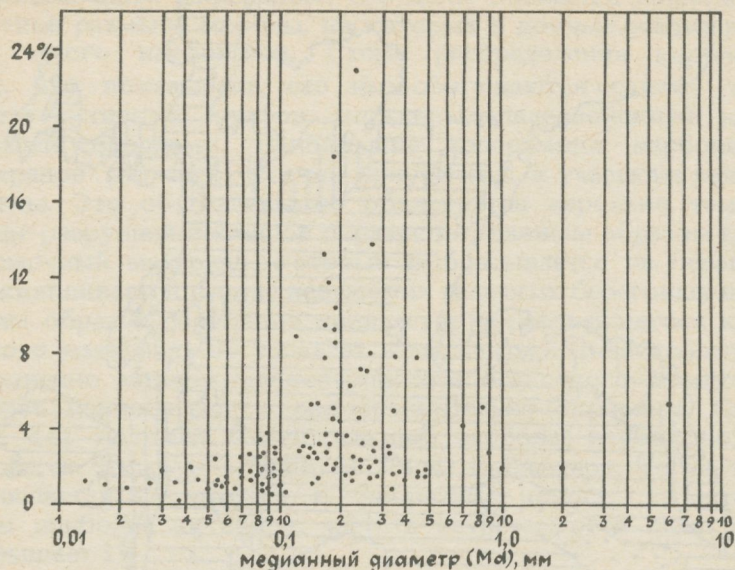


Рис. 46. Изменение содержания тяжелой подфракции (вес %) в крупно-алевритовом (0,1—0,05 мм) компоненте в зависимости от осадка (по данным 139 анализов).

Fig. 46. Change in the composition of heavy subfraction in coarse aleuritic (0.1—0.05 mm) component in dependence of the medium diameter (Md) (according to date by 139 analyses).

апатита, слюд, титанистых минералов и пирита. Реже встречаются турмалин, гидроокислы железа и др.

Как видно из табл. 40 минеральный состав тяжелой подфракции крупноалевритового компонента весьма изменчив, что скорее всего связано с изменчивостью минерального состава основных питающих отложений — морены и ленточной глины, а также изменчивостью и сложностью гидродинамического режима. Для прослеживания содержания основных минералов в поверхностном слое осадков составлены схемы (рис. 47—52), позволяющие изложить общие тенденции в распространении отдельных минералов.

Небольшие разрезы водоема и постоянство источников питания обуславливают в Вьянамери образование довольно

Минеральный состав крупноалевритового (0,1—0,5 мм) компонента
донных осадков Вьянамери (139 проб), %

Минералы	Пределы колебания	Среднее
Легкие минералы		
Кварц	29,4—92,1	69,8
Полевые шпаты	6,5—41,7	19,9
Биотит	0—4,1	0,8
Мусковит	0—3,8	0,8
Хлориты	0—4,3	0,2
Карбонаты	0—34,6	7,5
Глауконит	0—1,4	0,2
Опал (диатомовые)	0—1,1	0,1
Агрегаты, неопределимые зерна	0—14,0	0,8
Тяжелые минералы		
Гидроокислы железа, гематит	0—35,7	0,9
Пирит	0—27,7	1,1
Ильменит, магнетит	1,5—24,1	8,2
Лейкоксен	0—4,8	1,5
Гранаты	3,7—38,9	16,8
Амфиболы	8,6—49,4	32,9
Ромбические пироксены	0,2—8,6	3,3
Моноклинные пироксены	0,2—8,8	2,8
Биотит и хлориты	0,2—27,7	4,5
Мусковит	0—4,4	0,7
Циркон, монацит	0,4—32,2	4,5
Турмалин	0—2,5	0,5
Минералы группы эпидота	1,3—16,8	7,1
Ставролит	Единичные зерна	
Дистен	0—1,4	0,1
Силлиманит	Единичные зерна	
Апатит	0,2—5,1	2,4
Рутил	0—2,4	0,6
Сфен	0—2,9	0,6
Анатаз, брукит	0—3,2	1,0
Даллит, коллофан	0—5,2	0,6
Карбонаты	0—66,7	8,8
Глауконит	Единичные зерна	
Агрегаты, неопределимые зерна	0—1,9	0,3
Выход тяжелой подфракции, %	0,19—22,8	3,16

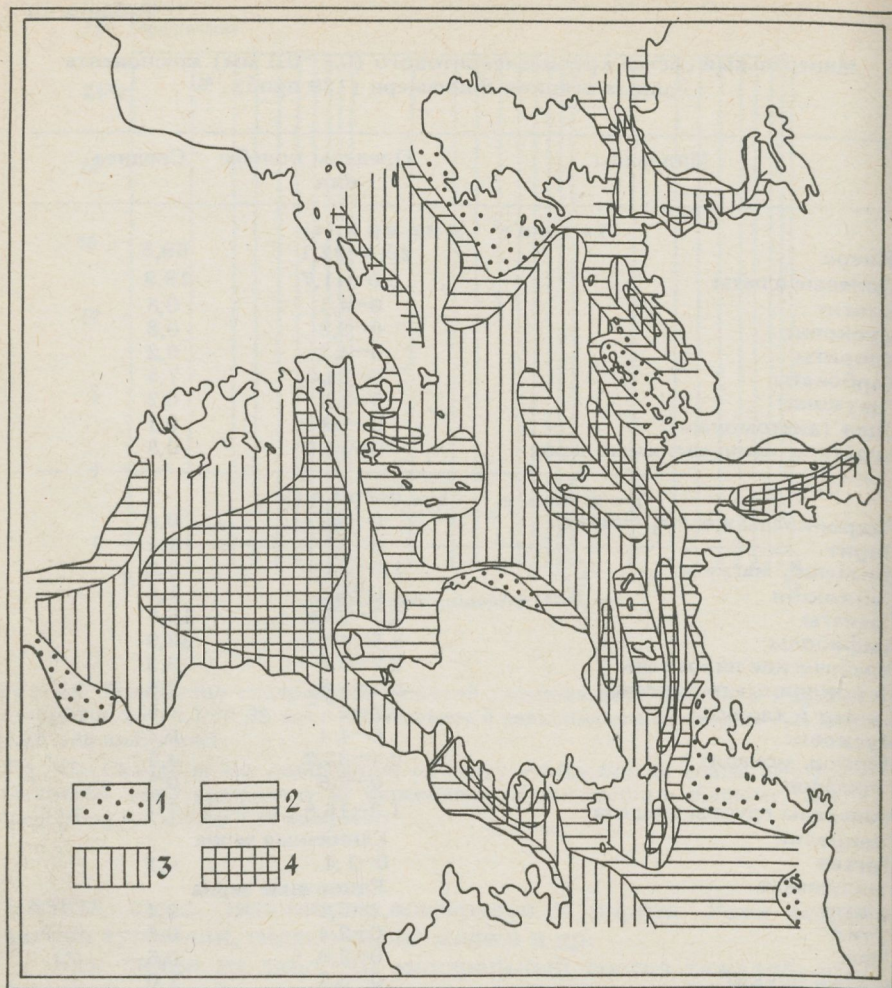


Рис. 47. Распространение амфиболов в тяжелой подфракции крупно-алевритового (0,1–0,05 мм) компонента поверхностного слоя донных осадков Вайнамери: 1 – менее 20%; 2 – 20–30%; 3 – 30–40%; 4 – более 40%.

Fig. 47. Distribution of amphiboles in heavy subfraction of coarse aleuritic (0.1–0.05 mm) component of the upper stratum of bottom deposits of Väinameri: 1 – < 20; 2 – 20–30; 3 – 30–40; 4 – 40 %.

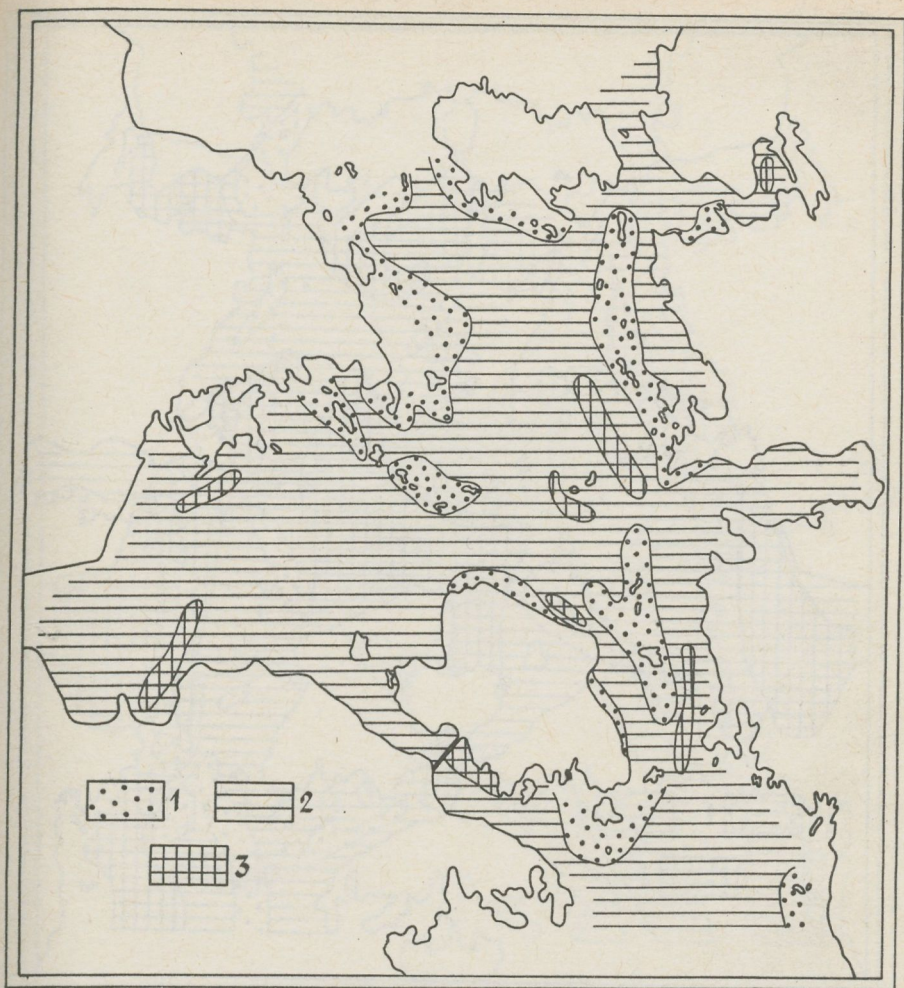


Рис. 48. Распространение пироксенов в тяжелой подфракции крупно-алевритового (0,1—0,05 мм) компонента поверхностного слоя донных осадков Вайнамери: 1 — менее 5%; 2 — 5—10%; 3 — более 10%.

Fig. 48. Distribution of pyroxenes in heavy subfraction of coarse aleuritic (0.1—0.05 mm) component of the upper stratum of bottom deposits of Väinameri: 1 — < 5; 2 — 5—10; 3 — > 10 %.

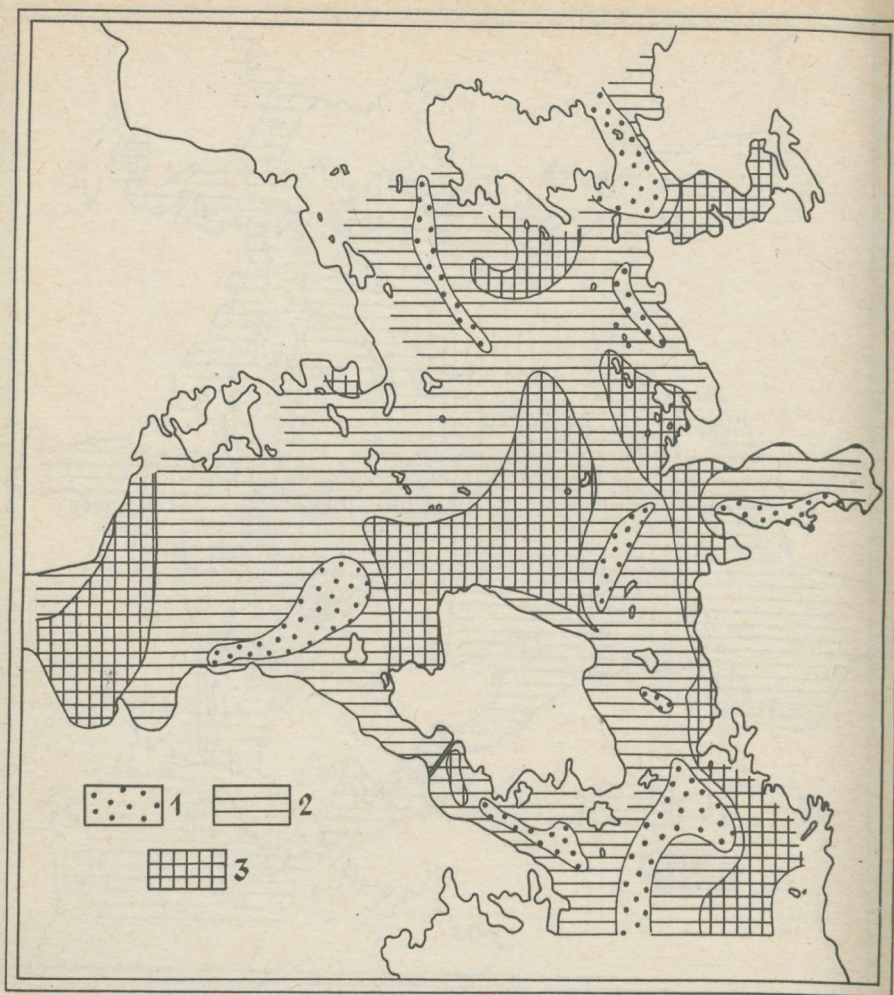


Рис. 49. Распространение гранатов в тяжелой подфракции крупноалевритового (0,1—0,05 мм) компонента поверхностного слоя донных осадков Вайнамери: 1 — менее 10%; 2 — 10—20%; 3 — более 20%.

Fig. 49. Distribution of granates in heavy subfraction of coarse aleuritic (0.1—0.05 mm) component of the upper stratum of bottom deposits of Väinämeri: 1 — < 10; 2 — 10—20; 3 — > 20 %.

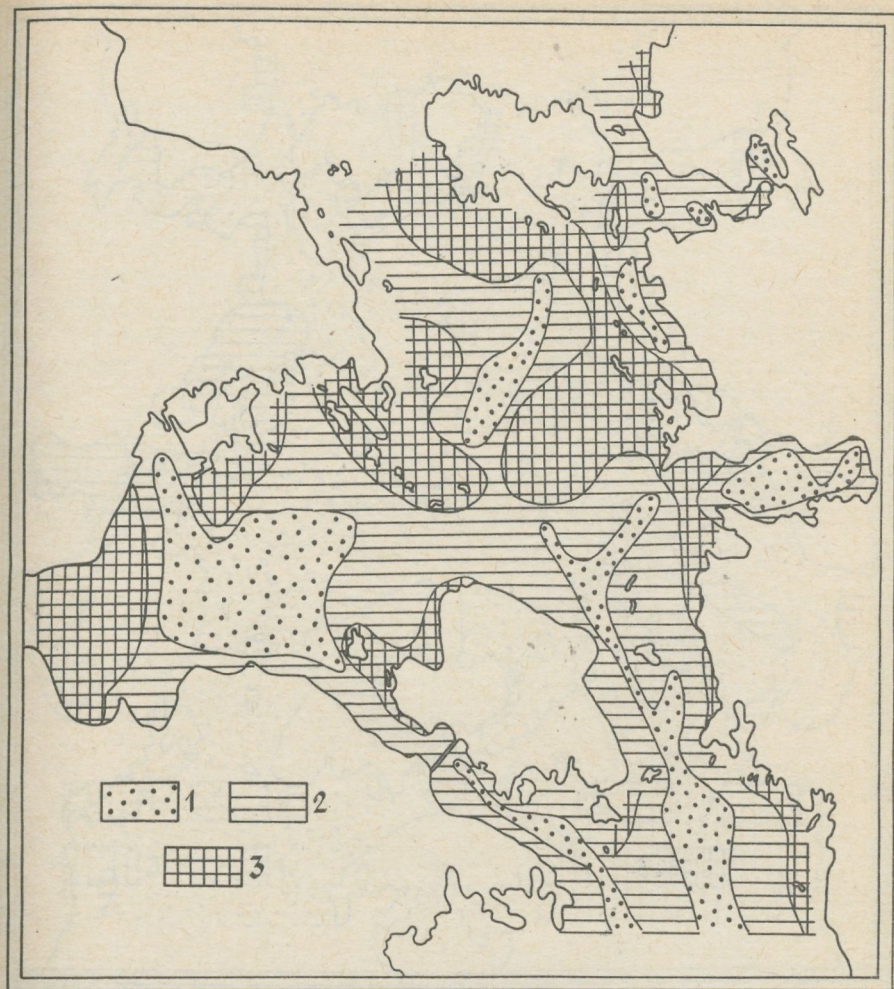


Рис. 50. Распределение ильменита и магнетита в тяжелой подфракции крупноалевритового (0,1–0,05 мм) компонента поверхностного слоя донных осадков Вьянамери: 1 – менее 5%; 2 – 5–10%; 3 – более 20%.

Fig. 50. Distribution of ilmenite and magnetite in heavy subfraction of coarse aleuritic (0.1–0.05 mm) component of the upper stratum of bottom deposits of Vanamëri: 1 – < 5; 2 – 5–10; 3 – > 10 %.

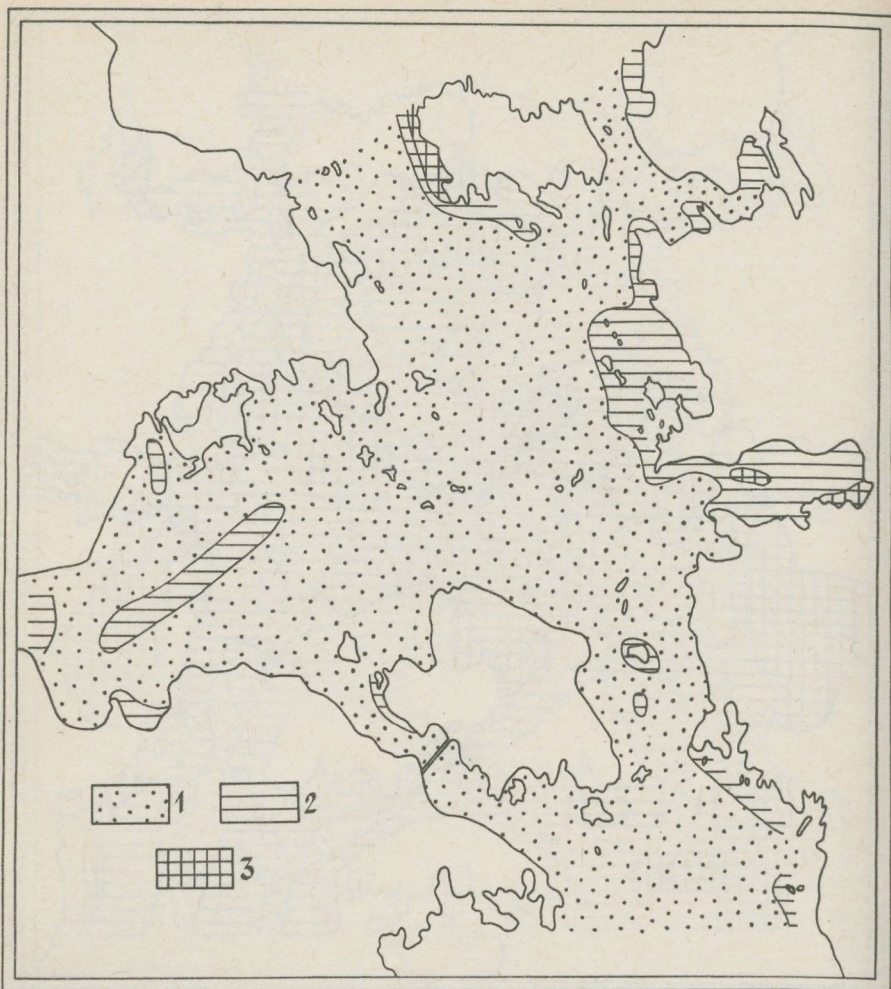


Рис. 51. Распределение пирита в тяжелой подфракции крупноалевритового (0,1–0,05 мм) компонента поверхностного слоя донных осадков Вайнамери: 1 – менее 1%; 2 – 1–5%; 3 – более 5%.

Fig. 51. Distribution of pyrite in heavy subfraction of coarse aleuritic (0.1 – 0.05 mm) component in the upper stratum of bottom deposits of Väinameri: 1 – < 1; 2 – 1–5; 3 – > 5 %.

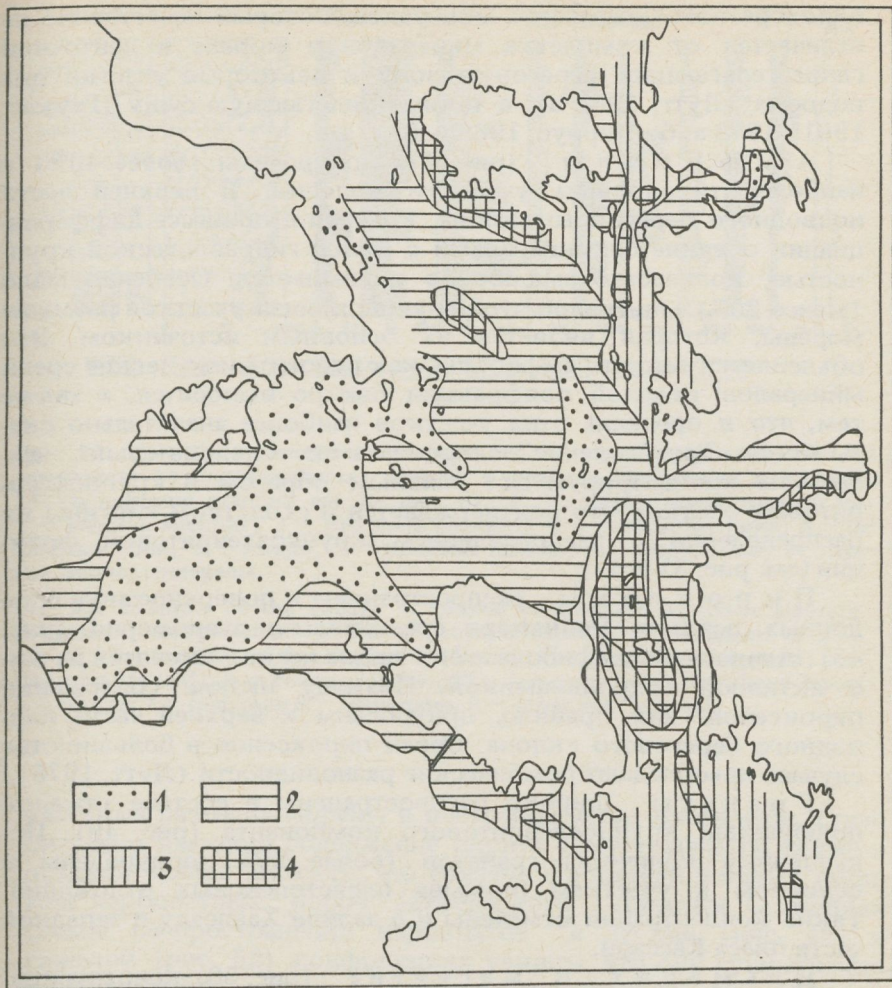


Рис. 52. Распределение карбонатов в тяжелой подфракции крупноалевритового (0,1–0,05 мм) компонента поверхностного слоя донных осадков Вайнамери: 1 – менее 1%; 2 – 1–10%; 3 – 10–20%; 4 – более 20%.

Fig. 52. Distribution of carbonates in heavy subfraction of coarse aleuritic (0.1–0.05 mm) component of the upper stratum of bottom deposits of Vänneri: 1 – < 1%; 2 – 1–10%; 3 – 10–20%; 4 – > 20%.

однообразного комплекса минералов, который качественно не отличается от комплекса минералов в морене и ленточной глине, слагающих береговую зону и некоторые участки дна водоема (Лутт, 1980 а), а также прилегающую сушу (Раукас, 1961; 1978 а, б; Пиррус, 1968 и др.).

А м ф и б о л ы (рис. 47) приурочены (более 40%) к наиболее тиховодным участкам водоема. В верхней части подводного берегового склона, которая в процессе дифференциации обедняется минералами с малой гидравлической крупностью, количество амфиболов уменьшается. Особенно мало (менее 20%) минералов этой группы вблизи участков размыва морены, которая является их основным источником. Это объясняется тем, что амфиболы, как относительно легкие среди минералов тяжелой подфракции быстро выносятся, а также тем, что в пределах этих участков наиболее значительно скапливается "разбавление" карбонатами. Следовательно, амфиболы концентрируются главным образом в крупноалевритовых осадках, что подтверждается и сходством картины их распределения с распределением крупноалевритовой фракции (см. рис. 31 и 47).

П и р о к с е н ы распространены в поверхностном слое донных осадков Вяйнамери сравнительно равномерно (рис. 48). Аналогично амфиболам они также легко выносятся из зон с активной гидродинамикой. Поэтому низкие содержания пироксенов, как правило, приурочены к верхней части подводного берегового склона. Среди пироксенов в большинстве случаев преобладают ромбические разновидности (Лутт, 1976).

Г р а н а т ы широко распространены в составе тяжелой подфракции крупноалевритового компонента (рис. 49). Повышенные количества гранатов (более 20%) приурочены в основном к участкам размыва плейстоценовых отложений. Такие концентрации отмечены и в заливе Хаапсалу и западной части плеса Кассари.

И л ь м е н и т и **м а г н е т и т** (рис. 50) концентрируются вблизи участков размыва плейстоценовых отложений и характерны для зон с активной гидродинамикой, поскольку они обладают среди остальных широко распространенных тяжелых минералов наиболее высокой гидравлической крупностью. В центральной наиболее глубоководной части проливов Суур- и Вяйке-Вяйн, в средней части плеса Кассари и заливов Матсалу и Топу их содержание менее 5%.

Распределение **п и р и т а** (рис. 51) и **к а р б о н а т о в** (рис. 52) в общих чертах одинаковое, т. е. они оба тяготеют к

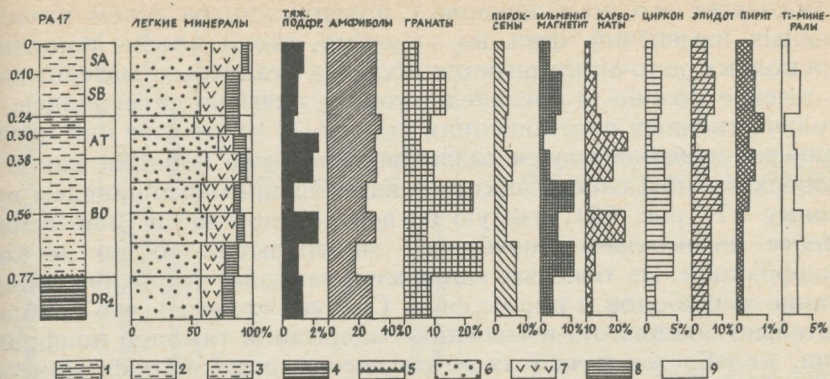


Рис. 53. Пример изменения минерального состава крупноалевритового компонента по вертикальному разрезу в осадках Вяйнамери в колонке 17 (положение станции см. на рис. 9): 1 — алевритово-пелитовый ил; 2 — мелкий алеврит; 3 — крупный алеврит; 4 — ленточная глина; 5 — базальный слой; 6 — кварц; 7 — полевые шпаты; 8 — карбонаты; 9 — другие легкие минералы.

Fig. 53. Example of the change in mineral composition of coarse aleuritic component along vertical section of bottom deposits of Väinameri in hole no. 17 (for location of the station see fig. 9): 1 — aleuritic-pelitic mud; 2 — fine aleurite (silt); 3 — coarse aleurite (silt); 4 — varved clay; 5 — basal layer; 6 — quartz; 7 — feldspars; 8 — carbonates; 9 — other light minerals.

участкам размыва морены в восточной части Вяйнамери. Сравнительно высокое содержание пирита обнаруживается также в осадках залива Матсалу, что связано с абразией богатых пиритом карбонатных пород адавереского горизонта. Сравнивая схемы распространения карбонатов в легкой (рис. 42) и тяжелой (рис. 52) подфракциях увидим, что они существенно не отличается, однако в вертикальном разрезе (рис. 53) их поведение заметно различно.

В распространении других тяжелых минералов трудно выявить какие-либо ясно выраженные тенденции. Отметим лишь, что минералы группы эпидота несколько чаще встречаются в осадках плеса Кассари, а циркон и другие устойчивые минералы (рутил, турмалин, сфен) приурочены обычно к участкам размыва плейстоценовых отложений.

Изучение минерального состава крупноалевритового компонента в вертикальных разрезах осадков Вяйнамери (рис. 53)

показывает что по сравнению с поверхностным слоем качественных изменений здесь не отмечено, что и вполне понятно, поскольку источники питания водоема осадочным материалом в течение поздне- и послеледникового времени не менялись. В количественных соотношениях отдельных минералов или групп минералов наблюдаются различия такого же порядка как и в поверхностном слое осадков. В качестве примера приведем колонку 17 (рис. 53), взятую из центральной части Вьянамери. Менее значительно колеблется минеральный состав легкой подфракции. Из тяжелых минералов наиболее устойчиво содержание амфиболов и пироксенов. Следует отметить, что приблизительно аналогично изменению содержания тяжелой подфракции, колеблется и частота встречаемости карбонатных минералов. Совершенно противоположно изменяется количество гранатов, черных рудных минералов, циркона и минералов группы эпидота, т. е. их количество больше в тех пробах, в которых содержание тяжелой подфракции меньше. Роль пирита уменьшается в нижней части разреза.

В качестве сравнительного материала представим данные по исследованию минерального состава крупноалевритового компонента Пярнуского залива и бухты Кейбу (табл. 41). Поскольку минеральный состав крупноалевритовой фракции осадков Балтийского моря изучен наиболее широко, находим и в публикациях разных авторов (Блажчишин, 1972, 1976 б; Логвиненко и др., 1980) относительно много данных для сравнительного анализа (табл. 41 и 42).

Кварц как основной минерал легкой подфракции встречается в осадках Вьянамери несколько чаще по сравнению с заливом Пярну и бухты Кейбу (табл. 41), а также открытыми частями Балтики (табл. 42). Здесь сравнительно много (в среднем 7,3%) также карбонатных минералов. Более высокое (в среднем 10,4%) содержание карбонатов в крупноалевритовом компоненте осадков Пярнуского залива. Глауконит встречается во фракции 0,1 — 0,05 мм осадков Вьянамери в количествах (в среднем 0,2%) сравнимых с осадками бухты Кейбу (табл. 41), а также Финского и Рижского заливов, СЗ и Центральной Балтики (табл. 42). В более южных районах моря роль глауконита обычно значительнее, поскольку породы питающих районов богаты им. Количество наиболее легких минералов (полевых шпатов) в крупноалевритовом компоненте осадков Вьянамери по сравнению с Пярнуским заливом и бухты Кейбу меньше. Заметно чаще встречаются минералы этой группы в осадках открытой Балтики.

Минеральный состав крупноалевритового компонента донных осадков Пярнуского залива
и бухты Кейбу (n — количество проб) , %

	Пярнуский залив (n = 21)		Бухта Кейбу (n = 8)	
	Пределы колебания	Среднее	Пределы колебания	Среднее
Легкие минералы				
Кварц	55,6—73,1	63,6	58,2—79,0	69,0
Полевые шпаты	18,9—30,8	25,6	19,2—28,2	22,8
Биотит		Единичные зерна	0—2,6	0,9
Мусковит		Единичные зерна	0—2,9	1,2
Хлориты		Единичные зерна	0—0,6	0,2
Карбонаты	4,1—17,4	10,4	0,6—13,8	5,3
Глауконит		Единичные зерна	0,3—0,9	0,4
Опал (диатомовые)		—	Единичные зерна	
Неопределимые зерна		Единичные зерна	Единичные зерна	
Тяжелые минералы				
Гидроокислы железа, гематит	0—4,3	0,7	0—1,4	0,4
Пирит		Единичные зерна	0—47,0	6,5
Ильменит, магнетит	5,1—18,9	10,8	1,0—20,3	10,1
Лейкоксен	0—1,0	0,5	0—1,0	0,3
Гранаты	8,4—44,6	22,8	2,0—32,3	19,0
Амфиболы	13,7—46,9	35,8	13,0—36,2	25,4
Ромбические пироксены	2,1—5,1	3,6	1,2—4,9	3,2
Моноклинные пироксены	1,8—5,3	3,7	0,4—4,3	2,8
Мусковит	0—1,0	0,3	0—13,8	2,3
Биотит	0,2—5,3	2,0	0,8—14,2	3,3
Хлориты	0—0,8	0,2	0—0,8	0,4
Циркон, монацит	0,8—7,0	3,2	0,4—6,2	3,3
Турмалин	0—2,3	0,8	0—1,6	0,7
Минералы группы эпидота	2,2—10,5	6,6	0,8—5,0	3,4

	Единичные зерна		Единичные зерна	
Ставролит				
Силлиманит, дистен,				
андалузит	0,2—1,4	0,6	0—1,1	0,4
Апатит	0,2—3,2	1,3	0,2—1,8	0,9
Рутил	0—1,0	0,5	0—0,8	0,3
Сфен	0—1,6	0,6	Единичные зерна	
Анатаз, брукит	0—1,0	0,4	0—1,6	0,4
Даллит, коллофан	0—1,6	0,4	0—0,6	0,2
Карбонаты	0,8—16,4	4,6	4,0—47,8	16,1
Глауконит	—	—	Единичные зерна	
Неопределимые зерна	0—1,4	0,5	0—0,8	0,3
Выход тяжелой подфракции, %	1,88—18,94	6,52	1,70—10,15	5,73

Состав терригенных минеральных комплексов (фракции 0,1—0,05 мм) осадков минералогических провинций Балтийского моря (Блажущин, 1976 б), (n — количество проб), %

Минералы	П р о в и н ц и и									
	Северо-Западная (n = 5)	Финского залива (n = 6)	Центрально-Балтийская (n = 27)	Западно-Латвийская (n = 18)	Рижского залива (n = 8)	Сааре-маасско-Готландская (n=13)	Эстонско-Эландская (n=5)	Южно-Балтийская (n = 13)	Самбийско-Вислинская (n = 59)	Неманская (n = 14)
Кварц	62,0	58,0	68,9	60,4	59,0	64,3	64,5	69,4	86,5	83,7
Полевые шпаты	31,1	40,6	29,1	32,8	33,33	28,7	26,4	28,1	9,5	9,5
Слюды	4,4	0,9	1,6	1,5	3,5	0,7	3,1	1,2	2,3	0,5
Глауконит	0,3	0,1	0,4	1,4	0,3	0,5	2,6	0,9	9,3	4,7
Карбонаты	0,6	0,04	0,1	3,4	3,9	5,8	0,7	0,3	1,1	1,3
Прочие	1,6	0,7	0	0,5	0	0	2,6	0,1	0,8	0,4
Ильменит, магнетит	10,0	8,6	9,3	16,8	21,9	7,6	9,0	20,5	37,8	31,1
Лейкоксен	1,1	0,3	1,7	1,9	2,2	1,6	1,2	2,1	4,3	3,1
Лимонит, гематит	1,3	1,0	1,8	2,0	2,1	1,9	2,3	1,6	5,8	4,4
Амфиболы	33,5	51,1	34,9	24,3	28,3	37,4	30,7	23,7	13,8	28,0
Гранаты	10,5	12,0	9,2	9,8	7,5	9,2	12,2	13,0	10,2	11,5
Эпидоты	10,1	6,6	13,2	9,4	3,4	9,8	6,3	10,7	4,6	4,8
Моноклинные пироксены	1,4	1,1	3,5	1,9	1,0	3,1	2,2	2,6		
Ромбические пироксены	2,8	2,2	2,5	1,9	2,2	2,7	2,1	1,8	2,9	4,3
Слюды, хлориты	11,1	5,0	7,8	7,6	23,9	4,9	5,7	4,1	5,5	1,8
Апатит	2,4	2,7	2,9	1,6	1,9	2,9	2,3	2,2	0,6	0,6
Дистен	2,9	1,7	2,5	1,7	2,1	3,2	1,2	1,8	0,7	0,1
Ставролит	1,0	1,0	0,7	0,3	0,6	0,8	0,6	0,6	0,3	0,2

Турмалин	0,3	0,1	0,7	1,2	0,4	0,7	0,9	1,1	0,6	0,6
Монацит	1,5	0,7	1,1	1,0	0,3	0,7	0,9	1,0	1,0	1,0
Рутил	0,3	0,1	0,6	0,8	0,3	0,4	0,9	1,1	1,9	1,2
Сфен, брукит, анатаз	0,2	0,1	0,6	1,0	0,2	0,7	0,4	0,5	0,3	0,2
Циркон	3,5	3,0	1,7	3,2	1,1	1,8	1,8	5,0	4,6	2,4
Даллит, коллофан	1,2	0,4	0,5	0,8	1,7	1,4	9,3	0,5	0,9	0,4
Карбонаты	1,4	0,1	0,2	9,3	3,2	6,0	3,3	0,7	0,9	0,1
Барит, барито- кальцит	0,2	0	0,2	0,3	0,5	0,6	0,4	0,2	0,1	0,1
Выветрелые мине- ралы	1,2	1,5	2,0	1,0	2,1	2,4	3,6	2,0	1,3	3,6
Прочие	2,7	2,3	2,4	2,2	2,0	2,0	0,4	1,4	1,9	0,5

Выход тяжелой подфракции и содержание тяжелых минералов в осадках восточной части Финского залива (Логвиненко и др., 1980),
(n — количество проб), %

Минералы	Гравийно-песчаные отложения (n = 14)	Пески волново-го поля (n = 16)	Пески алевроитовые (n = 11)	Алевроитовые илы (n = 18)	Пелитовые илы (n = 20)
Рудные минералы	49	38	19	16	26
Амфиболы	29	32	51	31	26
Гранаты	12	15	7,5	23	19
Эпидот	5,5	6	7	8	7
Циркон	7	8	4	3,5	4
Моноклинные пироксены	1	1,2	1,1	1,4	2,1
Ромбические пироксены	1,7	0,8	1,2	1,4	1,3
Апатит	2,2	3,2	2	1,5	2,7
Сфен	1,2	1,0	1,3	0,8	0,9
Дистен	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2
Турмалин	0	0,1	0,2	0,1	0,4
Остальные ¹	2	2,4	3,4	2,9	2,7

¹ лейкоксен, силлиманит, пирит, железисто-карбонатные минералы

Сопоставляя литературные материалы (Блажчишин, 1976 б — табл. 42; Логвиненко и др., 1980 — табл. 43) с результатами наших исследований (табл. 40 и 41), следует отметить, что минеральный состав крупноалевритового компонента различных частей Балтики качественно един. Основными минералами являются повсюду амфиболы, гранаты, черные рудные минералы, часты также минералы эпидотовой группы, слюды, циркон и пироксены. Повсеместно присутствуют и лейкоксен, турмалин, апатит, титанистые минералы, дистен и др.

Тяжелая подфракция крупноалевритового компонента осадков Вьянамери, а также бухты Кейбу и Пярнуского залива отличается повышенным содержанием гранатов, несколько чаще присутствуют циркон и карбонаты. Последние особо характерны осадкам бухты Кейбу (в среднем 16,1%). По сравнению с осадками Южной Балтики и Рижского залива, а также восточ-

ной части Финского залива в Вьянамери значительно реже наблюдаются рудные минералы. В отличие от прилегающих районов открытой Балтики в осадках Вьянамери заметно реже встречаются дистен, ставролит и фосфатные минералы (даллит, коллофан), а из пироксенов преобладают ромбические разновидности, по сравнению с Рижским заливом резко уменьшается встречаемость слюд.

Бросается в глаза, что частота встречаемости отдельных минералов в осадках Вьянамери колеблется в очень больших пределах как и в Балтийском море в целом, а в осадках Пярнуского залива и бухты Кейбу такие расхождения менее значительны. Так, например, в осадках Вьянамери содержание карбонатов колеблется от 0 до 66,7%, амфиболов от 8,6 до 49,4%, а в Пярнуском заливе соответственно от 0,8 до 16,4% и от 13,7 до 46,9% и в бухте Кейбу соответственно от 4,0 до 47,8% и от 13,0 до 36,2%. Такая же картина отмечается и во фракциях 0,25 — 0,1 и 0,05—0,01 мм (см. табл. 37, 39, 44 и 45). По нашему мнению причины возникновения такого различия в частоте встречаемости отдельных минералов в осадках рассматриваемых акваторий заключаются в следующем. Береговая линия, а также донный рельеф Пярнуского залива и бухты Кейбу относительно малорасчлененные, что в свою очередь обуславливает более-менее равномерное распределение седиментационных компонентов, в том числе и различных минералов. В пределах Вьянамери рельеф дна довольно сложный, здесь много островков, мелей, полуостровков и заливов различной ориентации и крупности, которые наряду с гидродинамическим режимом предопределяют неравномерное распределение седиментационного материала. Это, в свою очередь, значительно влияет на изменчивость как гранулометрического, так и минерального состава донных осадков, предопределяя заметные колебания в содержании отдельных минералов. С другой стороны, по сравнению с Пярнуским заливом и бухты Кейбу состав пород, за счет которых формируются донные осадки Вьянамери, значительно разнообразнее, что также оказывает влияние на изменчивость минерального состава. Несомненно, определенную роль играют и размеры акватории, т. е. изменчивость содержания минералов в пределах небольших бассейнов по-видимому менее значительна, чем в более крупных.

Минеральный состав мелкоалевритового компонента качественно практически не отличается от такового более крупных (0,25 — 0,05 мм) компонентов. По сравнению с фракцией 0,1 — 0,05 мм в мелкоалевритовом материале заметно умень-

Минеральный состав мелкоалевритового компонента осадков Вьянамери
(59 проб), %

Минералы	Пределы колебания	Среднее
Легкие минералы		
Кварц	28,0—82,6	53,5
Полевые шпаты	5,9—30,4	17,2
Бiotит	0—3,4	0,5
Мусковит	0—30,4	2,1
Хлориты	0—1,0	0,1
Карбонаты	0,4—59,3	26,1
Глауконит	0—1,0	0,1
Опал (диатомовые)	0—4,5	0,4
Тяжелые минералы		
Гидроокислы железа, гематит	0—5,3	0,4
Пирит	0—24,0	3,3
Ильменит, магнетит	0—21,3	8,8
Лейкоксен	0—4,7	1,8
Гранаты	1,4—24,9	14,6
Амфиболы	6,4—36,6	21,1
Ромбические пироксены	0—11,6	3,9
Моноклинные пироксены	0—5,5	2,3
Бiotит, хлориты	0—3,0	1,0
Мусковит	0—2,1	0,2
Циркон, монацит	0,6—39,8	11,1
Турмалин	0—1,6	0,4
Минералы группы эпидота	1,4—15,2	7,4
Дистен, силлиманит	Единичные зерна	
Апатит	0—5,8	2,1
Рутил	0—6,1	1,9
Сфен	0—2,8	1,2
Анатаз, брукит	0—4,5	1,5
Даллит, коллофан	0—0,6	0,1
Карбонаты	0,5—84,6	18,8
Глауконит	Единичные зерна	
Неопределимые зерна	Единичные зерна	
Выход тяжелой подфракции, %	0,25—29,5	4,75

Минеральный состав мелкоалевритового компонента осадков Пярнуского залива и бухты Кейбу (n — количество проб), %

Минералы	Пярнуский залив (n = 4)		Бухта Кейбу (n = 2)
	Пределы колебания	Среднее	Значения
Легкие минералы			
Кварц	32,0—43,8	43,8	51,4; 58,9
Полевые шпаты	12,7—17,6	15,2	12,9; 14,9
Биотит	Единичные зерна		0,3
Мусковит	0,3—6,2	2,2	0,6; 0,9
Хлориты	0—0,6	0,3	0; 0,3
Карбонаты	32,8—43,2	37,2	24,1; 33,8
Глауконит	Единичные зерна		0,6; 0,9
Опал (диатомовые)	Единичные зерна		—
Тяжелые минералы			
Гидроокислы железа, гематит	0,2—3,9	1,6	0; 0,5
Пирит	0—0,3	0,1	0,2; 12,5
Ильменит, магнетит	10,0—17,0	13,3	3,3; 7,3
Лейкоксен	0,3—0,8	0,5	0,2; 1,0
Гранаты	21,6—27,3	25,6	5,7; 12,9
Амфиболы	12,3—25,6	18,8	9,4; 10,2
Ромбические пироксены	0,8—1,8	1,1	0,2; 1,5
Моноклинные пироксены	1,9—2,8	2,4	0,8
Мусковит	Единичные зерна		0,2; 1,5
Биотит	0,8—1,3	1,0	1,0; 1,3
Циркон, монацит	4,8—8,1	6,5	1,5; 2,8
Турмалин	0—0,2	0,2	
Минералы группы эпидота	5,2—9,6	7,4	3,2; 3,3
Дистен, силлиманит	0,2—1,6	0,9	0,2; 0,4
Рутил	0,7—2,6	1,8	0,5; 0,8
Сфен	0,4—1,0	0,6	0,7; 0,8
Анастаз, брукит	0,2—1,1	0,6	0,5; 1,3
Сфалерит	—	—	0; 0,2
Карбонаты	16,7—17,8	17,2	43,8; 67,9
Хлориты	Единичные зерна		0; 0,6
Глауконит	—		0; 0,2
Даллит, коллофан	Единичные зерна		—
Выход тяжелой подфракции, %	2,38—20,16	11,03	1,03; 8,51

СОДЕРЖАНИЕ
ТЯЖ. ПОДФРАКЦИИ

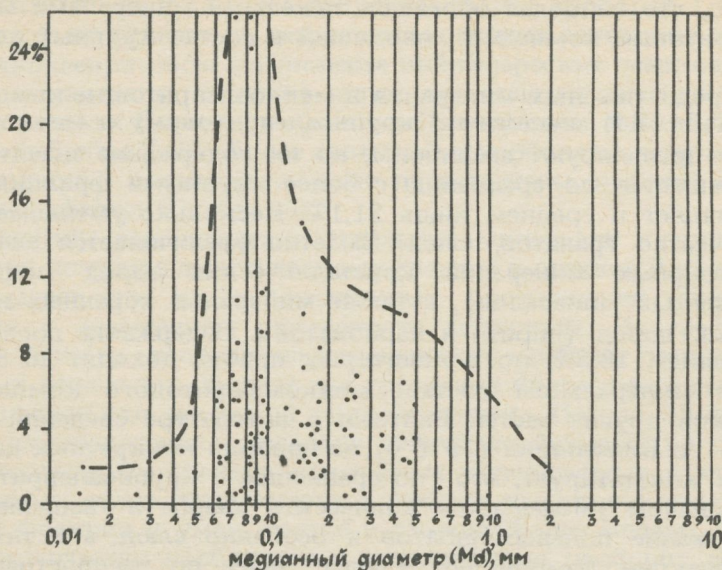


Рис. 54. Изменение содержания тяжелой подфракции в мелкоалевритовом (0,05—0,01 мм) компоненте в зависимости от осадка (по данным 132 анализа).

Fig. 54. Change in the composition of heavy subfraction in fine aleuritic (0.05—0.01 mm) component in dependence of median diameter (according to the data by 132 analyses).

шается встречаемость кварца, а повышается роль карбонатов. Несколько увеличивается частота встречаемости слюд, причем превалирует мусковит, содержание которого в некоторых пробах доходит до 30%. Иногда в заметном количестве (до 4.5%) присутствуют скелеты диатомовых (табл. 44). Увеличивается также содержание тяжелой подфракции, что обусловлено увеличением количества наиболее тяжелых из них (рудных, циркона и др.). Кроме того это объясняется и тем, что мелкоалевритовый компонент в большинстве случаев присутствует среди преобладающих, более крупных компонентов как относительно небольшая примесь и, следовательно, во фракции 0,05—0,01 мм накапливаются преимущественно частицы тяжелых минералов, имеющих одинаковую гидравлическую крупность более крупными зернами легкой подфракции.

Этот вывод подтверждается и графиком (рис. 54), откуда видно, что наиболее обогащен тяжелыми минералами мелкоалевритовый компонент, входящий в состав крупных алевритов.

Среди тяжелых минералов в мелкоалевритовом компоненте (табл. 44) аналогично крупноалевритовому и мелкопесчаному преобладают амфиболы, но их содержание значительно уменьшается по сравнению с более крупными фракциями и составляет в среднем лишь 21,1%. Несколько уменьшается и количество гранатов, слюд. Заметно увеличивается значение акцессорных минералов кристаллических пород (циркона, титанистых минералов), а также минералов коренных карбонатных пород (пирита и карбонатов). Содержание последних в среднем 18,8%, но в некоторых пробах доходит до 84,6%.

О минеральном составе мелкоалевритового компонента осадков других частей Балтики в литературе сведений очень мало. А. Блажчишин (1976 б), не приводя конкретных данных лишь констатирует, что "по сравнению с крупноалевритовым материалом уменьшается количество кварца и увеличивается содержание полевых шпатов и особенно слюд, а в тяжелой подфракции доминируют слюды, далее по распространению следует рудные, амфиболы, циркон, цоизит и др."

Нами, помимо вьянамерских исследований и минеральный состав мелкоалевритового компонента осадков Пярнуского залива и бухты Кейбу (табл. 45).

Следует отметить, что мелкоалевритовый компонент вьянамерских осадков обычно содержит кварца несколько меньше по сравнению с осадками бухты Кейбу, но больше, чем осадки Пярнуского залива. Полевые шпаты, а также слюды и глауконит встречаются несколько чаще в осадках Вьянамери, при этом из слюд всюду преобладает мусковит (табл. 44 и 45).

Общее содержание минералов тяжелой подфракции в мелкоалевритовом компоненте осадков Пярнуского залива в среднем значительно больше, чем в Вьянамери (соответственно 11,03 и 4,75%), а в осадках бухты Кейбу (1,03—8,51%) приблизительно такое же.

Сопоставляя минеральный состав тяжелой подфракции осадков Вьянамери, Пярнуского залива и бухты Кейбу следует подчеркнуть следующие основные черты. В отличие от Вьянамери в Пярнуском заливе гранаты (в среднем 25,6%) значительно преобладают над амфиболами (в среднем 18,8%), а из пироксенов чаще встречаются моноклинные разновидности

ности (в Вьянамери соотношение ромбические: моноклинные приблизительно 2:1, а в Пярнуском заливе наоборот 1:2, что является, по-видимому, результатом влияния девонских пород. В мелкоалевритовом компоненте вьянамереских осадков титанистые минералы, а также пирит встречаются заметно чаще, чем в осадках Пярнуского залива. Для фракции 0,05—0,01 мм осадков бухты Кейбу более характерны карбонаты, а турмалин, силлиманит и дистен здесь нами не встречены, в одной пробе отмечен сфалерит (табл. 45).

Изучение распределения отдельных минералов и групп минералов по гранулометрическому спектру в осадках Вьянамери показывает, что их количественные соотношения меняются вместе с изменением размерности материала. На графиках (рис. 55 и 56) изображена изменчивость наиболее распространенных минералов, причем для сравнения приведены аналогичные данные для ленточной глины и морены. По рис. 55 видно, что в распределении минералов легкой подфракции по гранулометрическому спектру отмечаются определенные различия. Например, содержание кварца и биотита высокое в мелкопесчаной фракции и уменьшается в сторону более мелких фракций, количество карбонатов и мусковита же, наоборот, увеличивается в сторону мелких фракций.

В распределении минералов тяжелой подфракции по гранулометрическому спектру (рис. 56) отмечается также приуроченность отдельных минералов к определенным размерным фракциям. Так, например, содержание слюд, амфиболов, фосфатных минералов и обломков пород высокое в мелкопесчаном компоненте, с уменьшением размерности материала содержание их уменьшается; турмалин, пироксены, апатит и гранаты наиболее характерны для крупноалевритового, а лейкоксен, минералы группы эпидота, титанистые минералы (сфен, брукит, анатаз и рутил), пирит, карбонаты, циркон, черные рудные минералы — для мелкоалевритового компонента.

Сравнивая минеральный состав песчано-алевритового компонента морских осадков с минеральным составом тех же фракций ленточной глины и морены со дна Вьянамери, выявляется, что качественно они не различаются. В морских осадках пока не обнаружены лишь касситерит, халкопирит, кордиерит и некоторые другие минералы, которые очень редки также в плейстоценовых отложениях (Раукас, 1961).

Более существенные различия наблюдаются в количественных соотношениях отдельных минералов, а также в распространении их по гранулометрическому спектру (рис. 55 и 56). По

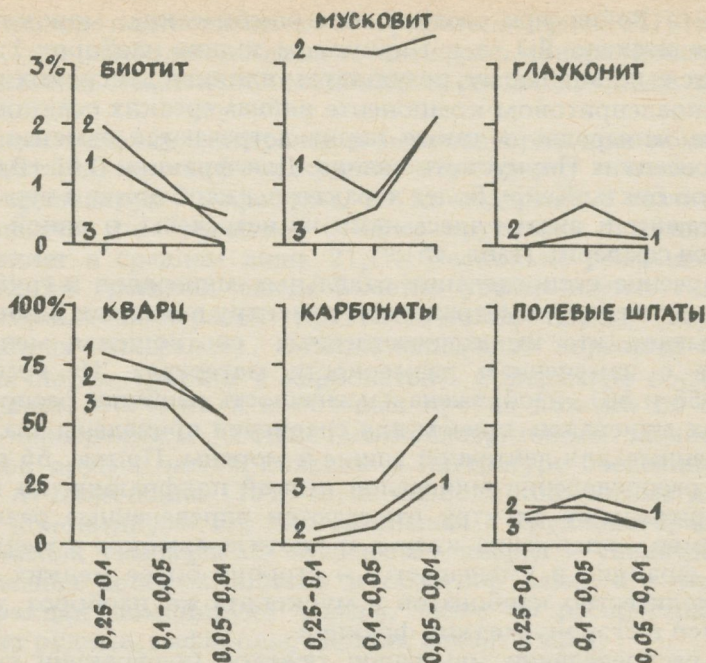


Рис. 55. Изменение среднего содержания минералов легкой подфракции в отдельных гранулометрических фракциях: 1 — морские осадки; 2 — ленточные глины; 3 — морены.

Fig. 55. Change in the mean content of minerals of light subfraction in single granulometric fractions: 1 — bottom deposits; 2 — varved clay; 3 — till.

приведенным графикам выясняется, что непосредственное влияние палеозойских карбонатных пород на формирование осадков Вьянамери слабое. Яснее всего влияние коренных пород проявляется в формировании вещественного состава морены, несколько менее отчетливо в формировании состава ленточной глины.

Сравнение минерального состава осадков Вьянамери, ленточной глины и морены показывает, что при образовании морены принесенный с Фенноскандии, а также более северных районов материал сильно разбавлялся продуктами ледниковой экзарации местных пород, которые в моренах обычно явля-

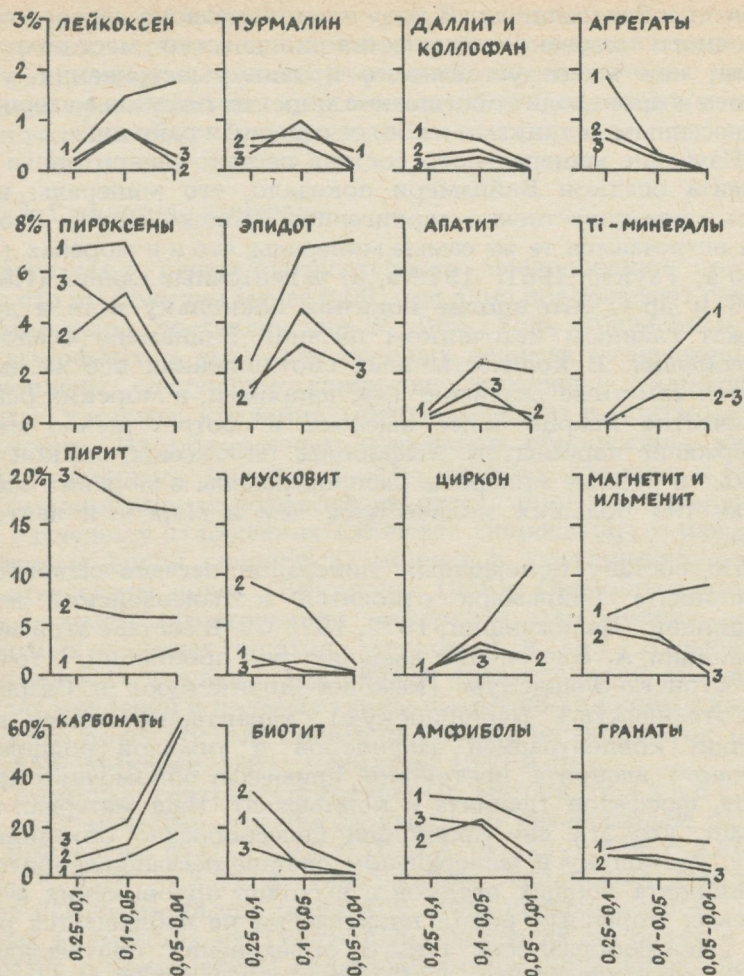


Рис. 56. Изменение среднего содержания минералов тяжелой подфракции в отдельных гранулометрических фракциях: 1 — морские осадки; 2 — ленточные глины; 3 — морены

Fig. 56. Change in the mean content of minerals of heavy subfraction in single granulometric fractions: 1 — bottom deposits; 2 — varved clay; 3 — till.

ются преобладающими. В ходе неоднократного переотложения исходного моренного вещества количество местного материала, как менее устойчивого против выветривания, уменьшается и происходит обогащение морских осадков материалом, принесенным ледниками из более северных районов.

Изучение минерального состава песчано-алевритового компонента осадков Вьянамери показало, что минералы имеют здесь преимущественно терригенное происхождение. В основном встречаются те же самые минералы, что и в моренах (Лутт, 1980 а; Раукас, 1961, 1978 а, б) и ленточных глинах (Пиррус, 1968 и др.). Это вполне понятно, поскольку и те и другие служат главным источником питания Вьянамери осадочным материалом. В количественных соотношениях все же наблюдаются заметные различия. Так, например, в морских осадках количество кварца более высокое и соответственно меньше содержание карбонатов. Амфиболы, пироксены, циркон, титанистые и рудные минералы распространены в морских осадках в заметно больших количествах, чем в морене и ленточной глине.

По составу обломочных минералов песчано-алевритового компонента Вьянамери относится к палеозойской макропровинции (Балижчишин, 1972, 1976 б). В составе этой макропровинции А. Балижчишин выделяет ряд провинций, в том числе Эстонско-Эландскую (кемброордовикскую) и Сааремааско-Готландскую¹ (силурийскую), характеризующиеся повышенной концентрацией амфиболов в тяжелой подфракции крупного алеврита, постоянной примесью обломочных карбонатов, фосфатов (даллита и коллофана). Наш материал показывает, что эти две провинции целесообразно объединить в одну, поскольку в минеральном составе песчано-алевритового компонента донных осадков с выходов ордовикских и силурийских коренных пород практически не наблюдается различий. Целесообразность такого объединения подтверждается также исследованиями А. Раукаса (1961, 1978 а), который при изучении минерального состава морен Эстонии выделяет районы, охватывающие выходы как ордовикских, так и силурийских карбонатных пород. По нашему мнению целесообразно назвать эту провинцию Эстонской или провинцией на карбонатных породах древнего палеозоя, характеризующуюся высо-

¹ а не Саремско-Готландскую (название о. Сааремаа в монографии "Геология Балтийского моря" используется неправильно).

ким содержанием амфиболов и гранатов, постоянной примесью обломочных карбонатов, пирита, фосфатов и единичными зернами глауконита в крупноалевритовом компоненте и с преобладанием ромбических пироксенов над моноклинными в песчано-алевритовых фракциях.

6. 3. Глинистые минералы

Результаты рентгеноструктурного исследования показывают, что во фракции менее 0,001 мм явно преобладают глинистые минералы, составляющие 90—95%. Роль обломочных частиц, аморфных и высокодисперсных веществ незначительная. Установлены следующие глинистые минералы: гидрослюды (иллит), хлориты, каолинит, монтмориллонит и монтмориллонит-хлорит. Из обломочных минералов обнаружены кварц, кальцит, доломит, полевые шпаты, сидерит, гематит и гетит.

Доминирующими подообразующими глинистыми минералами в изученных отложениях являются гидрослюды — наиболее устойчивые среди глинистых минералов умеренно-холодного климатического пояса (Викулова, 1956). Они образуются на первых этапах выветривания минералов материнских пород (калиевых полевых шпатов, мусковита и др.). Дальнейшее разложение гидрослюд из-за низкой среднегодовой температуры идет медленно и поэтому глины умеренно-холодного климатического пояса состоят преимущественно из гидрослюд (Кангер, 1959; Михайла, 1961; Стинкуле, 1967 и др.).

С помощью рентгеноструктурного метода гидрослюды, как известно, диагностируются по интенсивным базальным рефлексам $d_{(001)} = 9,9 - 10,03 \text{ \AA}$; $d_{(002)} = 4,96 - 5,05 \text{ \AA}$; $d_{(003)} = 3,32 - 3,34 \text{ \AA}$. Содержание гидрослюд (табл. 45) всегда высокое, обычно более 60%, хотя неравномерное. Пониженные количества их (менее 60%) наблюдаются редко и связываются с повышением содержания смешанослойных образований типа гидрослюда-монтмориллонит (более 20%). Высокое содержание гидрослюд в осадках Вьянамери не требует дополнительного объяснения, поскольку известно, что они главенствуют как в отложениях окружающей суши (Пиррус, 1968 и др.), так и в осадках других частей Балтики (Блажчишин, 1976 б; Лутт. Калласте, 1982). Их содержание высокое также в пробах морен и ленточной глины со дна Вьянамери (табл. 46).

Присутствие хлоритов также установлено во всех пробах. Минералы этой группы характеризуются на дифракто-

Минеральный состав (%) тонкопелитового (менее 0,001 мм) компонента морских осадков, ленточной глины и морены со дна Вьянамери (анализы интерпретированы под руководством Э. Пирруса)(n — количество проб), %

Минералы	Морские осадки (n = 126)	Ленточная глина (n = 9)	Морена (n = 2)
Гидрослюды	50 — 82	65 — 82	72 — 83
Хлориты	15 — 30	12 — 35	10 — 13
Каолинит	0 — 10	0 — 18	5 — 12
Монтмориллонит	0 — 15	0 — 16	0 — 5
Смешаннослойные образования	0 — 30	0 — 10	—
Карбонаты	0 — 5	0 — 5	25 — 50

граммах рефлексом около 14 Å. Судя по дифрактограммам, хлориты во многих случаях обладают весьма низкой степенью кристаллизации, вследствие чего рефлекс в области 14 Å слаб, диффузен и перемещается при нагревании пробы в область 13,7 — 14,6 Å.

Количество хлоритов (15 — 30%) в осадках Вьянамери по сравнению с их содержанием в морене (10—13%) и ленточной глине (12 — 20%) несколько выше (табл. 46). Более низкие количества хлоритов (обычно ниже 15%) отмечаются для других частей Балтийского моря (Блажчишин, 1976 б; Лутт, Калласте, 1982). Вероятно, повышение концентрации хлоритов в осадках Вьянамери связан с их высоким содержанием в коренных карбонатных породах, и особенно в породах силура (Юргенсон, 1970; Ustäl, 1969).

Неожиданным оказался тот факт, что частота встречаемости каолинита в осадках Вьянамери небольшая, хотя для ленточной глины и морены этот минерал характерен (табл. 46). Каолинит является также существенной составной частью фракции менее 0,001 мм осадков Балтики в целом (Блажчишин, 1976 б), хотя некоторое уменьшение его содержания отмечается в осадках восточной Балтики и Рижского залива. Одной из возможных причин столь незначительного содержания каолинита в осадках Вьянамери может служить обстоятельство, что этот минерал, являясь остаточным продуктом выветрива-

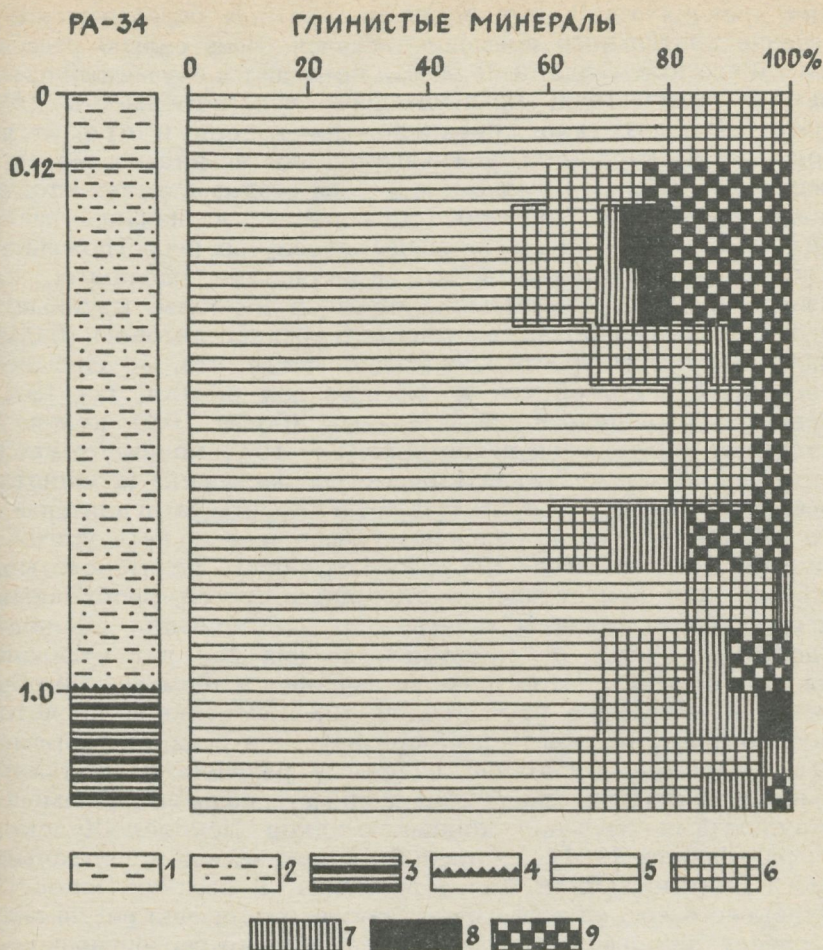


Рис. 57. Распределение глинистых минералов в вертикальном разрезе донных осадков Вяйнамери (положение скважины см. на рис. 9): 1 — мелкий алеврит; 2 — крупный алеврит; 3 — ленточная глина; 4 — базальный слой; 5 — гидрослюда; 6 — хлориты; 7 — каолинит; 8 — монтмориллонит; 9 — смешанослойные образования.

Fig. 57. Distribution of clayey minerals in vertical section of bottom deposits of Väinameri in hole no. 34 (for location of the station see fig. 9): 1 — fine aleurite (silt); 2 — coarse aleurite (silt); 3 — varved clay; 4 — basal layer; 5 — hydromicas (illite); 6 — chlorites; 7 — caolinite; 8 — montmorillonite; 9 — mixed-layered formations.

ния древних толщ, в ходе неоднократных переотложений в течение длительного времени оказался очень сильно рассеянным и его кристаллики не всегда попадают в изучаемый препарат в количествах, превышающих чувствительность (5%) метода. В пользу такого предположения говорит и тот факт, что содержание каолинита уменьшается постепенно от морен к ленточным глинам и далее к морским осадкам, а также то, что роль каолинита обычно повышается в нижних частях разрезов (напр. рис. 57), менее затронутых переотложением. Следует также отметить, что кристаллики каолинита, как известно, среди глинистых минералов наиболее крупные и, вероятно, имеют большее значение в среднелитовом (0,005—0,001 мм) компоненте. Возможно также, что это связано с некоторой ошибкой его количественной оценки, так как в присутствии довольно значительных (более 10%) количеств хлоритов определение небольших (5—10%) количеств каолинита усложняется. Точная количественная оценка каолинита в осадках Балтики, где присутствуют и хлориты, затруднительна и по той причине, что пока в нашем распоряжении нет достаточно чистого (без примеси) хлоритосодержащего пелитового компонента для приготовления эталонных смесей, необходимых для наиболее точного определения соотношения каолинит:хлориты. Метод, используемый до сих пор для отделения каолинита от хлоритов и заключающийся в термической обработке и обработке проб теплой 10%-ной соляной кислотой, по-видимому, не всегда дает при изучении осадков современных водоемов достаточно надежные результаты. К такому выводу приходим, сопоставляя наши материалы по Вьянамери с результатами изучения донных осадков Псковско-Чудского озера (Раукас, 1981), а также Финского залива и центральной части Балтики (Лутт, Калласте, 1982). В осадках Псковско-Чудского озера, на наш взгляд, также, аналогично результатам исследования осадков Вьянамери, несколько переоценена роль хлоритов.

По нашему мнению (Лутт, Калласте, 1982) при применении наиболее точных современных отечественных дифрактометров (напр. ДРОН-2,0) возможно достаточно точное определение количественного соотношения каолинит-хлориты в осадках современных водоемов следующим образом. Оценивается соотношение рефлексов (002) каолинита ($3,57 \text{ \AA}$) и (004) хлоритов ($3,54 \text{ \AA}$). Для этой цели необходимо снимать участок со значениями от 31° и 32° со скоростью счетчика $1/8$ град/мин. При этом рефлекс около $3,5 - 3,6 \text{ \AA}$, соответствующий (002)

каолиниту и (004) хлоритам расщепляется на два пика со значениями $3,54 - 3,55 \text{ \AA} - X_{(004)}$ и $3,57 - 3,58 \text{ \AA} - K_{(002)}$. Однако при этом также необходимо изготовление эталонных графиков, используя для этой цели предельно близкие по составу к исследуемым глинистым осадкам исходные компоненты. При изучении осадков Балтики или, по крайней мере, его центральной и северной части, а также Финского залива для изготовления эталонных смесей по нашим предположениям пригоден тонкопелитовый компонент из глинистых осадков, развитых северо-западнее Западно-Эстонского архипелага (см. Лутт, Калласте, 1982, станция 13).

Монтмориллонит установлен в осадках Вьянамери несколько чаще, чем каолинит (до 15%). Его встречаемость приблизительно такая же, как в ленточных глинах и моренах (табл. 46). В общем известно, что монтмориллонит довольно редок в осадках Балтики и, что его высокие концентрации (до 35%) характерны главным образом для Южной Балтики (Блажчишин, 1976 б), где они связаны с размывом неогеновых пород. Для северной части моря в целом монтмориллонит не характерен, хотя локальные его накопления отмечены и в Рижском заливе (Блажчишин и др., 1977).

Присутствие вермикулита в осадках Вьянамери пока достоверно не установлено. Предполагается возможность присутствия этого минерала в небольших количествах.

Смешаннослойные образования типа гидрослюда-монтмориллонит в осадках Вьянамери относительно широко распространены. В изученных нами пробах донных осадков они обнаружены в количестве до 25% (табл. 46), но в ленточной глине и морене, как правило они не отмечены. Вероятно, основными источниками смешаннослойных образований типа гидрослюда-монтмориллонит являются богатые ими метабетониты силура и ордовика (Устал, Юргенсон, 1971), имеющие в Западной Эстонии относительно широкое распространение. Некоторое влияние на образование смешаннослойных образований несомненно оказывают и почвенные процессы. Не исключено также, что в морской среде деградированные гидрослюды подвергаются дальнейшему воздействию слабощелочных вод бассейна и превращаются в смешаннослойные образования (Милло, 1968).

Смешаннослойные образования типа монтмориллонит-хлорит встречаются значительно реже и диагностируются не так уж однозначно. В моренах и ленточных глинах дна Вьянамери они не обнаружены.

Набор глинистых минералов, установленный в колонках вибротрубки, количественно и качественно не отличается от соответствующего набора в поверхностном слое. Для примера приведем разрез РА-34 (рис. 57), отобранный из залива Топу с глубины 4,5 м. Этой колонкой вскрыты алевроиты мощностью 1 м, залегающие на ленточной глине. Между морскими осадками и ленточной глиной отмечен базальный слой песка и обломков раковин толщиной 0,5 см. Алевроитовые осадки содержат 18—35% пелитового компонента (менее 0,01 мм), а количество фракции менее 0,001 мм составляет лишь 3—7% всего осадка. По палинологическим данным (анализировала Х. Кессел) весь разрез морских осадков относится к субатлантическому периоду.

По изученным разрезам выясняется, что в морских осадках наряду с гидрослюдами и хлоритами относительно часты и смешанослойные образования, в основном типа гидрослюда-монтмориллонит, роль которых в плейстоценовых отложениях небольшая. Но в общих чертах комплекс глинистых минералов современных морских осадков, почти не затронутых процессами диагенеза, довольно близок к исходным отложениям, в частности к ленточной глине и морене, обнажающихся на дне и на побережье Вьянамери. Это сходство проявляется как в наборе минералов, так и в количественном соотношении их. Несколько шире, чем в плейстоценовых отложениях, в осадках Вьянамери встречаются смешанослойные образования. Такая тенденция характерна и для комплекса глинистых минералов в осадках Балтийского моря в целом (Блажчишин и др., 1977). Названные исследователи допускают, что одной причиной относительно широкого развития смешанослойных глинистых минералов в осадках Балтики могут быть аутигенные процессы, на что указывает и Ж. Милло (1968). Однако, учитывая, что качественное соотношение глинистых минералов в вертикальном разрезе относительно мало колеблется (см. также Лутт, Калласте, 1982), то вторичные изменения, по-видимому, не оказывают существенного влияния на минеральный состав глинистого компонента.

Вероятно, основное количество смешанослойных образований поступает в донные осадки в виде продуктов современного почвообразования. Не исключено и то, что интенсивное использование человеком за последние десятилетия различных минеральных удобрений оказывает при этом определенное влияние, отражающееся в первую очередь в глинистом компоненте осадков поверхностного слоя. Конечно, на основании

имеющегося материала по изучению глинистого составляющего осадков Балтики и ее частей (Блажчишин, 1976 б; Блажчишин и др., 1977; Лутт, Калласте, 1982 и др.) нельзя сказать, что диагенетические процессы не оказывают никакого влияния на преобразование глинистого компонента или, наоборот, только благодаря этим процессам присутствуют в осадках Балтики смешаннослойные образования. Важность выяснения роли раннедиагенетических изменений глинистого компонента в литературе неоднократно подчеркнута (напр. Блажчишин и др., 1977). Решение этого вопроса, по нашему мнению, заключается не только в кропотливом исследовании осадков впадин, а большое значение имеет также изменение донных осадков мелководных полузакрытых частей Балтики (Вяйнамери, Куршский залив и др.), куда поступает глинистый материал непосредственно с суши и способен там накопиться, а также где он перетерпевает (по всей вероятности) первые возможные изменения в виду относительно резкого изменения минерализованности (солености) и химизма окружающей среды (воды). Осадки динамически более активных участков открытой Балтики и крупных заливов практически не содержат глинистых частиц и поэтому в этом отношении большого интереса не представляют.

7. ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКОВ

Поскольку площадь Вяйнамери небольшая и питание его происходит в основном за счет продуктов размыва верхневалдайской морены, не следует ожидать и значительных различий в химическом составе осадков его отдельных частей. Несмотря на это в пределах этого небольшого водоема отмечаются некоторые характерные черты, которые дополняют общую картину геохимии Балтики.

Исследования геохимических особенностей донных осадков Вяйнамери находятся в начальной стадии. В работе Ю. Каска (1981) охарактеризовано лишь валовое содержание основных порообразующих соединений и показаны их взаимные соотношения. Изучено также распределение органического вещества в лечебных грязях некоторых залежей (Каск, Лутт, 1979). Кроме того, к настоящему времени мы располагаем данными о содержании и распределении аморфного кремнезема, карбонатов и органического вещества (C_{org}), а также Fe, P, Ti и некоторых микроэлементов.

Валовый химический состав разных гранулометрических типов донных осадков Вьянамери представлен в табл. 47 вместе с аналогичными данными по основным породам водосборной площади. В донных осадках проявляется общеизвестная закономерность в соответствии которой с увеличением дисперсности осадков уменьшается содержание SiO_2 , а роль других основных компонентов (Al_2O_3 , CaO , MgO) увеличивается, что характерно и донным осадкам Балтики в целом (Блажчишин, 1976 в). Проследивая количественное соотношение отдельных компонентов, следует отметить, что в песках и крупных алевритах наблюдается следующая последовательность: $\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} > \text{K}_2\text{O} > \text{MgO} > \text{FeO} > \text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} > \text{TiO}_2 > \text{P}_2\text{O}_5$. В более дисперсных осадках, особенно в алевритово-пелитовых илах заметно увеличивается значение MgO , а также FeO , K_2O и TiO_2 , количество Na_2O , а также Fe_2O_3 меньше в алевритово-пелитовом иле (табл. 47). Такие изменения валового химического состава отражают основные черты минерального состава осадков разной дисперсности. По сравнению с химическим составом пород водосборной площади отметим следующие значения (табл. 47). Так, в морене значительно большее значение имеют CaO , Na_2O и Fe_2O_3 , а роль SiO_2 , Al_2O_3 и TiO_2 соответственно уменьшается. В ленточной глине и нерастворимом остатке коренных карбонатных пород значительно возрастает роль Al_2O_3 , в последних и содержание K_2O , что также связано различиями минерального состава этих пород, в частности, в моренах по сравнению с морскими осадками значительно чаще встречаются карбонаты (см. также табл. 12, 37, 40 и 44), больше в них также алевритово-пелитового компонента. Ленточная глина состоит главным образом из глинистых минералов, в связи с чем значительно увеличивается и роль Al_2O_3 и K_2O . Глинистые минералы преобладают также в нерастворимом остатке силурийских пород и поэтому в их составе значительную роль играют Al_2O_3 и K_2O .

Главным пороодообразующим соединением осадков Вьянамери является **к р е м н е з е м**, который, как известно, представлен следующими формами: кварцевой — в виде кварца, алюмосиликатной и силикатной — в составе алюмосиликатов и аморфной — в виде скелетных частей организмов. Количество валового SiO_2 , как известно, максимальное в песках и уменьшается в более мелкозернистых осадках (табл. 47). В основном он встречается в виде кварца, количество которого, например, в мелких песках доходит до 90% от всего осадка. В

алевритах и особенно в алевритово-пелитовых илах содержание кварцевого кремнезема снижается до 28%.

О распределении алюмосиликатной и силикатной форм кремнезема в донных осадках Вьянамери у нас не имеется конкретных данных, однако, как известно, их количество увеличивается в обратном направлении по сравнению с кварцем, поскольку в мелких фракциях увеличивается роль алюмосиликатных минералов, особенно глинистых. Эти две формы кремнезема в пределах Вьянамери имеют терригенное происхождение и поступают в водоем главным образом как продукты размыва плейстоценовых отложений.

Аморфный кремнезем встречается в вьянамерских донных осадках в виде скелетных остатков диатомовых водорослей, основное количество которых продуцируется в самом водоеме. Небольшое количество его поступает также речными водами в виде диатомового планктона. Терригенный опал нами в донных осадках Вьянамери не обнаружен, хотя в коренных породах ордовика и силура он в небольших количествах встречается (Вийдинг и др., 1978¹).

Известно, что хемогенной осадки кремнезема в Мировом океане в настоящее время не происходит. Концентрация кремнекислоты, которая встречается преимущественно в истинно растворенной форме в водах рек, впадающих в Балтийское море, составляет от 1,5 до 11,8 мг/л, а в морских водах и того меньше — от 0,3 до 5,6 мг/л (Блажчишин, 1976 а). Следовательно, аморфный кремнезем в изученных осадках является биогенным и представлен в подавляющем большинстве панцирями диатомовых водорослей. Остатки других кремнесодержащих организмов, например радиолярий в осадках Вьянамери встречены исключительно редко.

Содержание аморфного кремнезема в осадках Вьянамери колеблется от 0,14 до 3,60% (табл. 48), т. е. находится в пределах, характерных для Балтики в целом (Блажчишин, 1976 в). Самые богатые этим компонентом более тонкозернистые осадки, к которым в условиях Вьянамери относятся мелкие алевриты и алевритово-пелитовые илы. Высокие концентрации аморфного кремнезема в мелкоалевритовых осадках связаны с тем, что диатомовые, размеры которых находятся в пределах нескольких сотых долей миллиметра, накапливаются вместе с мелкоалевритовыми частицами, а обломки панцирей накапливаются преимущественно вместе с пелитовым материалом.

¹Вийдинг Х. и др., *op. cit.*

Валовой химический состав донных осадков Вьянамери и пород питающих районов
(n — количество проб), %

Тип осадков	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	н.п.н.	H ₂ O
Морские осадки													
Песок (n = 5)	83,12	0,22	5,87	0,26	1,02	1,00	0,94	1,42	0,58	0,11	1,74	3,12	0,60
Крупный алевроит (n = 17)	72,23	0,34	8,64	0,78	1,36	2,27	1,60	2,14	0,73	0,13	4,52	4,56	0,70
Мелкий алевроит (n = 5)	60,95	0,32	9,91	0,76	1,81	4,20	2,60	2,10	0,92	0,15	5,45	6,26	0,86
Алевритово-пелитовый ил (n = 1)	57,61	0,52	12,61	0,51	3,19	3,83	3,88	2,70	0,63	0,15	не-опр.	12,67	1,70
Фракция менее 0,01 мм (n = 8)	48,83	0,73	14,70	2,57	3,04	4,42	3,61	3,24	0,95	0,21	4,91	1,26	12,84
Породы питающих районов													
Ленточная глина (n = 2)	50,75	0,66	20,51	3,27	3,80	8,21	3,22	3,30	1,12	0,22	2,42	8,32	1,18
Желто-серая карбонатная морена ¹ (n = 3)	70,04	0,21	9,93	2,85	не-опр.	12,68	1,40	1,85	1,77	0,14	не-опр.	не-опр.	не-опр.
Нерастворимый остаток яаниских карбонатных пород ² (n = 4)	55,14	не-опр.	20,48	2,24	2,00	0,98	2,40	6,24	0,36	не-опр.	0,11	9,25	0,31
Нерастворимый остаток яагарахуских карбонатных пород ² (n = 2)	56,94	не-опр.	22,22	2,06	1,81	0,25	3,07	5,55	0,10	не-опр.	0,18	7,78	1,43
Нерастворимый остаток адавереских карбонатных пород ² (n = 2)	53,12	не-опр.	22,98	2,32	2,90	0,44	4,25	5,89	0,15	не-опр.	—	8,24	1,46

¹ по А. Раукасу и Л. Рейнтаму (1965)

² по Э. Юргенсон (1970)

Таблица 48

Распределение аморфного кремнезема по гранулометрическим типам донных осадков Вьянамери и в плейстоценовых отложениях с его дна, %
(n — количество проб)

Тип осадка	Пределы колебания	Среднее
Пески (n = 41)	0,24 — 2,41	0,73
Крупные алевриты (n = 31)	0,14 — 2,80	0,96
Мелкие алевриты (n = 3)	1,13 — 3,60	2,68
Алевритово-пелитовые илы (n = 2)	0,96 — 1,44	1,20
Морена (n = 3)	0,15 — 0,41	0,27
Ленточная глина (n = 3)	0,56 — 0,86	0,69

Несколько повышенное среднее содержание аморфного SiO_2 в мелких алевритах, а пониженное в алевритово-пелитовых илах в Вьянамери по сравнению с содержанием его в осадках открытой Балтики объясняется скорее всего тем, что в пределах Вьянамери движение водных масс (волнение) даже во время сильных штормов слабее, и следовательно, панцыри диатомовых дробятся здесь меньше. Это подтвердилось и в ходе изучения иммерсионных препаратов, в которых диатомовый детрит наблюдался значительно реже, чем целые панцыри. Связь аморфного SiO_2 с фракцией 0,05—0,01 мм иллюстрируется графиком (рис. 58), который хорошо сопоставлен с аналогичным графиком для других частей Балтики (Блажчишин, 1976 в).

В распределении аморфного SiO_2 в Вьянамери (рис. 59) можно выявить следующие общие черты: повышенные его содержания (более 2%) приурочены к районам высокой биопродуктивности, к которым относятся плес Кассари, а также к участкам некоторых затишных зон, например, в заливе Матсалу, в т. н. канале Воози (в проливе Воози-Курк), в пределах залежи лечебной грязи и в ряде других мест. Низкие содержания аморфного кремнезема характерны в основном для восточной вдольматериковой части Вьянамери, где динамика воды является наиболее интенсивной.

Установлено, что ленточная глина и морена со дна Вьянамери также содержат аморфный кремнезем, но заметно меньше, чем морские осадки (табл. 48). Микроскопическое исследование показало, что в составе легкой подфракции крупно- и мел-

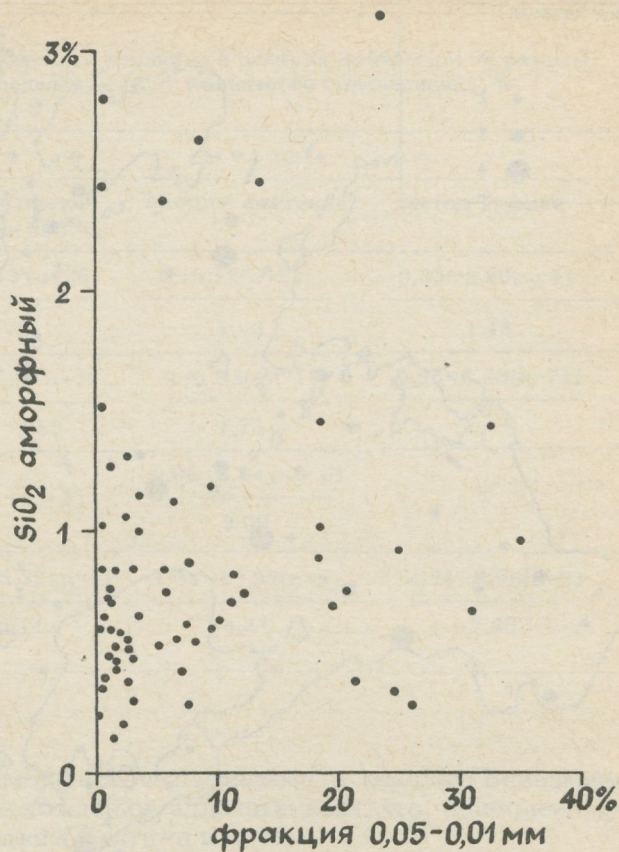


Рис. 58. Зависимость между содержанием аморфного SiO₂ и мелко-алевритового (0,05—0,01 мм) компонента в донных осадках Вайнамери.
 Fig. 58. Dependence between the content of amorphous SiO₂ and fine aleuritic (0.05—0.01 mm) component in bottom deposits of Väinameri.

коалевритового компонента как морены, так и ленточной глины встречаются в небольшом количестве (до 1%) панцыри диатомовых, а присутствие опала нами не установлено. Следовательно, аморфный кремнезем в ленточной глине и морене также представлен диатомовыми, которые вследствие размыва этих отложений попадают в морские осадки. Из этого сле-

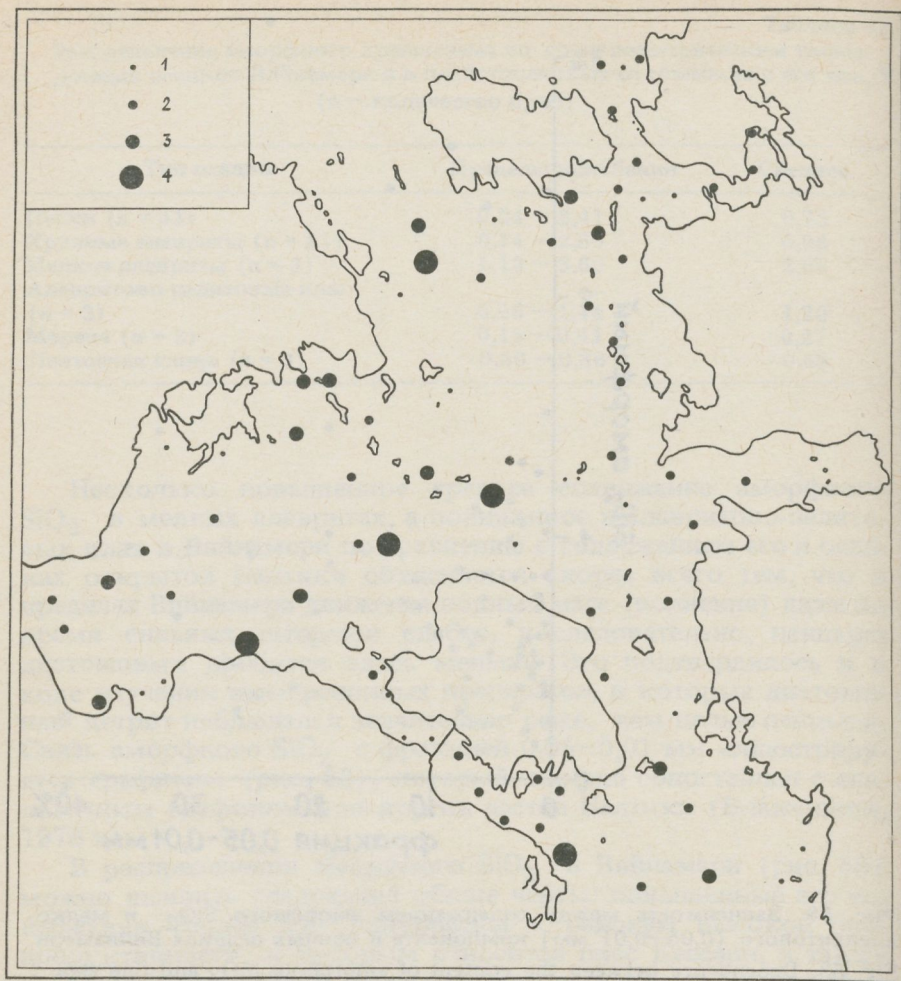


Рис. 59. Содержание аморфного SiO_2 в поверхностном слое донных осадков Вайнамери: 1 — менее 0,5%; 2 — 0,5–1,0%; 3 — 1–2%; 4 — более 2%.

Fig. 59. Content of amorphous SiO_2 in the upper stratum of bottom deposits of Väinameri: 1 — < 0.5 ; 2 — 0.5–1.0; 3 — 1–2; 4 — > 2 %.

Содержание органического вещества в осадках Вьянамери по разным методам определения (n — количество определений), %

Тип осадка	Метод		
	2-х часовое прокаливание при 500°C	Мокрое сжигание	Метод Тюрина
Пески	0,33—5,11 (n=36)	0—5,43(n=23)	0,33—2,50(n=4)
	1,75	1,60	1,48
Крупные алевриты	0,70—14,29(n=46)	0—7,93(n=71)	0,83—4,28(n=71)
	3,88	1,73	1,64
Мелкие алевриты	5,52 (n = 1)	0,61—5,04 (n = 6)	—
		3,00	
Алеврито-во-пелитовые илы	4,65—15,32 (n=4)	1,04—13,92(n=5)	4,24—8,96(n=3)
	10,14	4,41	7,20

дует, что часть аморфного кремнезема в осадках Вьянамери является по происхождению аллотигенным, что, по-видимому, относится и к осадкам Балтики в целом.

Считается, что основное количество органического вещества в осадках Балтийского моря является аллотигенным. При этом из органического вещества, поступающего с суши и продуцируемого в самом водоеме, на дно поступает не более 3%, а захороняется в осадках лишь незначительная часть (в среднем 0,16%), представленная стойкими к разложению веществами — преимущественно терригенным гумусом (Блаж-чишин, 1976 в).

Содержание органического вещества в осадках Вьянамери изучено различными методами (всего 216 определений). Охвачены все основные разновидности осадков. Результаты, полученные разными методами, по абсолютным величинам довольно значительно отличаются друг от друга, особенно относитель-

но наиболее тонкозернистых осадков. Полученные результаты все же дают возможность получить некоторое представление о распространении органического вещества в пределах водоема.

Осадки Вьянамери больше обогащены органическим веществом, нежели осадки в открытых частях Балтики. В распределении количества органики по гранулометрическим типам осадков проявляется известная закономерность — с увеличением дисперсности осадка повышается и содержание в них органического вещества, что подтверждается всеми использованными нами методами анализа, хотя цифровые показатели значительно различаются (табл. 49).

Содержание органического вещества наиболее высокое на участках с богатой донной растительностью, к которым относятся заливы Матсалу, Хаапсалу, Топу, а также некоторые части плеса Кассари. Природа и происхождение органического вещества нами специально не изучались, однако уже макроскопически заметно, что в осадках заливов имеется много крупных остатков растений, в то время, когда в наиболее глубоководных районах доминируют тонкодисперсные формы органического вещества.

Характер распределения органического вещества в вертикальном разрезе осадков изучен нами в пределах известных залежей лечебных грязей Хаапсалу и Воози (Каск, Лутт, 1979). Содержание органического вещества (определено 2-х часовым прокаливанием при 500°) обычно не превышает 10%. Изменение количества органического вещества в осадках залива Хаапсалу увеличивается вверх по разрезу (рис. 60). Иначе обстоит дело в залежи Воози. Здесь в верхней части разреза наблюдается повышенное содержание органического вещества, которое в средней части разреза уменьшается и затем снова увеличивается в низах разреза. Верхний максимум органического вещества в пределах этой залежи связан с процессами эвтрофикации, а нижний обусловлен макроскопическими растительными остатками, которые здесь встречаются в заметном количестве.

Следует предположить, что органическое вещество в осадках Вьянамери в отличие от органического вещества открытых частей Балтики имеет в основном аутигенное происхождение. В пользу этого предположения говорят также выводы биологов (Treil, 1965, 1970), что небольшие глубины и защищенность от сильного волнения благоприятствуют развитию донной растительности во многих его участках, к которым относятся, например, плес Кассари, заливы Матсалу, Хаапсалу и др. Высокая биопродуктивность донной флоры, достигающая 3,7—5,5 кг/м²

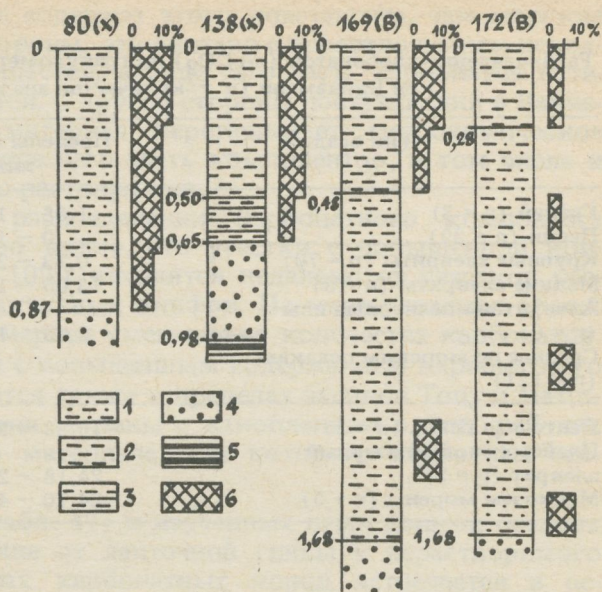


Рис. 60. Изменение содержания органического вещества (C_{org}) в осадках залежей лечебных грязей Хаапсалу (X) и Воози (B) (Каск, Лутт, 1979): 1 — крупный алеврит; 2 — мелкий алеврит; 3 — алевритово-пелитовый ил; 4 — песок; 5 — ленточные глины; 6 — содержание органического вещества.

Fig. 60. Change in the content of organic matter (C_{org}) in curative muds at Haapsalu (X) and Voosi (B) (Каск, Лутт, 1979): 1 — coarse aleurite (silt); 2 — fine aleurite (silt); 3 — aleuritic-pelitic mud; 4 — sand; 5 — varved clay; 6 — content of organic matter.

(Trei, 1965) поставляет много органического вещества, которое из-за относительно затруднительного водообмена и слабого волнения в значительной мере остается на месте обитания. Это особенно относится к тиховодным заливам.

К а р б о н а т ы поступают в осадки Вьянамери в виде обломочных минералов — кальцита и доломита, а также скелетных остатков организмов. Среди последних наиболее широко распространены *Cardium lamarcki*, *Mya arenaria*, *Mytilus edulis*, *Macoma baltica*.

В пределах Вьянамери заметных накоплений раковинного материала не наблюдается, но в осадках он встречается более

Распределение карбонатов (по CO_2) по гранулометрическим типам осадков Вьянамери (n — количество анализов), %

Тип осадка	Пределы колебания	Среднее
Гравий (n = 3)	1,38 — 17,32	6,80
Пески (n = 39)	0 — 16,05	3,61
Крупные алевриты (n = 70)	0,73 — 21,29	6,13
Мелкие алевриты (n = 3)	13,05 — 17,27	15,61
Алевритово-пелитовые илы (n = 6)	6,29 — 15,34	12,12
Среднее по морским осадкам (n = 121)		5,87
Ленточная глина (n = 3)	15,23 — 25,92	19,93
Плейстоценовый озерный алеврит (n = 2)	24,18 — 27,94	26,06
Мелкозем морены (n = 5)	24,70 — 48,99	35,82

или менее разбросанно повсеместно. В иммерсионных препаратах раковинный материал встречается единичными обломками и не всегда. Таким образом, биогенный материал в составе карбонатов занимает скромное положение.

Содержание карбонатного материала в донных осадках Вьянамери колеблется значительно в зависимости от их гранулометрического состава (табл. 50). Максимально обогащены карбонатами мелкие алевриты. Это и вполне понятно, поскольку фракция 0,05—0,01 мм местной ленточной глины и морены богата карбонатами, а пелитоморфный карбонат, попадая в море, довольно быстро растворяется. В крупноалевритовой и песчаных фракциях заметно увеличивается роль обломков кристаллических пород. Снова повышается карбонатность в грубообломочных осадках за счет карбонатного материала гравийно-галечной размерности, поступающего из морены или палеозойских карбонатных пород. Такое распределение карбонатного компонента по гранулометрическим типам донных осадков можно считать специфической чертой морских осадков, формирующихся на их выходах.

При рассмотрении изменения количества карбонатов в отложениях различных генетических типов видно, что мелкозем морены, плейстоценовый озерный алеврит и ленточная глина

значительно больше содержат этого компонента, чем морские осадки. С одной стороны, это связано с переотложением исходного моренного вещества, в ходе чего часть карбонатов истирается и растворяется. С другой стороны поступающий в Вьянамери осадочный материал перетерпевает гидрохимическое изменение, вследствие чего часть компонентов, в том числе и карбонаты, частично растворяется.

В площадном распределении карбонатного компонента (рис. 61) отчетливо видно, что участки с повышенной концентрацией (более 10%) находятся недалеко от участков размыва морены или активных клифов. По мере удаления от них происходит закономерное уменьшение количества карбонатов. Небольшие участки с повышенным содержанием карбонатного материала выделяются также в пределах заливов Топу и Матсалу (рис. 61), где они связаны с накоплением в этих районах мелкоалевритового материала, для которого карбонаты особенно характерны.

Ж е л е з о (табл. 47) в изученных нами донных осадках Вьянамери в отличие от ленточной глины и нерастворимого остатка силурийских карбонатных пород встречается в основном в закисной форме, что является свидетелем преимущественно восстановительных условий осадконакопления. Содержание как Fe^{2+} так и Fe^{3+} поднимается в сторону увеличения дисперсности осадка, что свидетельствует о том, что в более мелких компонентах роль минералов богатых железом (пирит и др. рудные минералы, глинистые минералы) возрастает.

И з щ е л о ч н ы х м е т а л л о в количество калия в донных осадках Вьянамери, как правило, 3—3,5 раза превышает содержание натрия (табл. 47). Соотношение этих элементов в ленточной глине со дна Вьянамери такое же и практически не отличается в донных осадках Псковско-Чудского озера (Раукас, 1981), а также в небольших озерах Саадъярвского друмлинного поля (Саарсе, Кярсон, 1982). Более распространенным является K_2O в нерастворимом остатке силурийских карбонатных пород (табл. 47), в которых его содержание 17 и больше раз превышает количество Na_2O . Соотношение щелочных металлов отражает главным образом характер распределения полевых шпатов и слюдистых минералов в осадках. Преобладание калия указывает на большое значение гидрослюд (иллита) в пелитовом и калиевых полевых шпатов в песчано-алевритовом

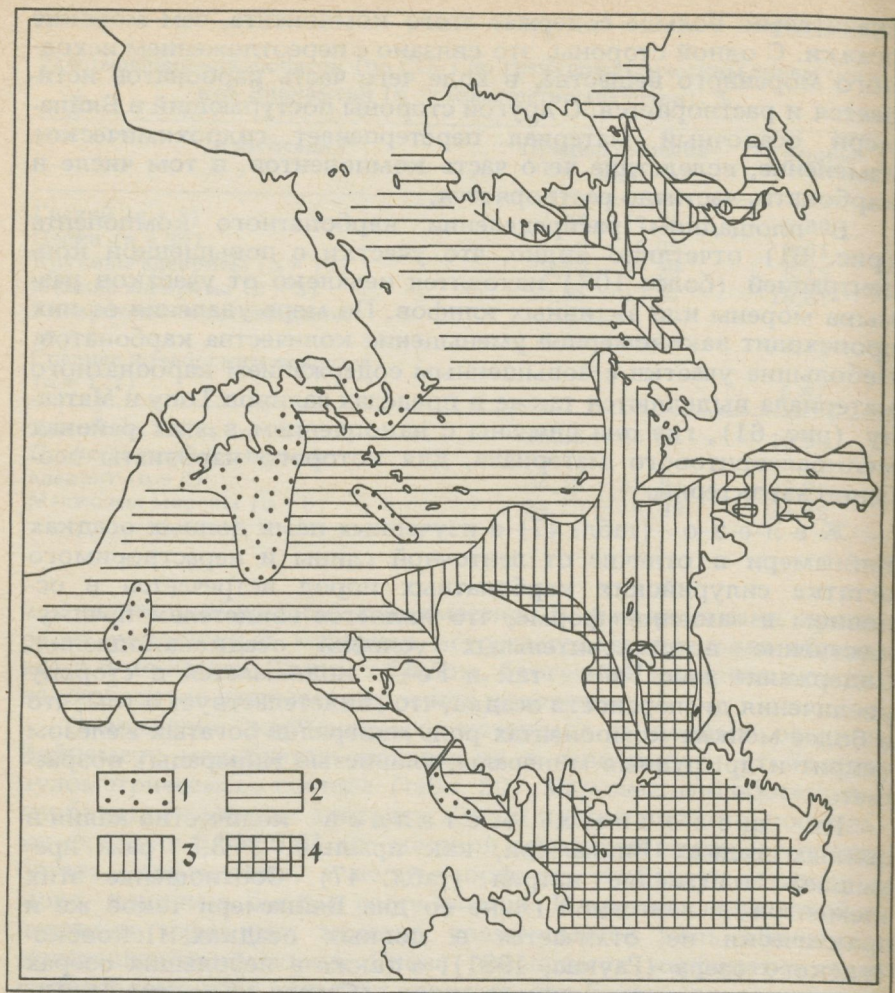


Рис. 61. Карбонатность осадков поверхностного слоя Вайнамери: 1 — менее 1%; 2 — 1—5%; 3 — 5—10%; 4 — более 10%.

Fig. 61. Content of carbonates in the upper stratum of bottom deposits of Väinameri: 1 — < 1 ; 2 — 1—5; 3 — 5—10; 4 — > 10 %.

компоненте, что и подтверждается результатом исследования минерального состава.

Роль титана увеличивается в наиболее тонкодисперсных осадках а высокое его содержание (в среднем 0,73% TiO_2) в пелитовом (менее 0,01 мм) компоненте донных осадков Вьянамери (табл. 47) показывает, что он приурочен в основном к частицам пелитовой размерности, что наблюдается и в осадках других частей Балтики (Блажчишин, 1976 в), а также в ряде других внутриконтинентальных (Невеский и др., 1977; Емельянов, 1968) и также геосинклинальных (Лисицын, 1966 и др.) морей. Утверждается (Емельянов, 1966; Блажчишин, 1976 в), что титан в пелитовом компоненте связан с мельчайшими частицами лейкоксена или рутила, которые приурочены главным образом к фракциям 0,01—0,001 мм. Однако различить лейкоксеновые зерна этой размерности от агрегатов глинистых минералов практически очень затруднительно (Емельянов, 1966) и поэтому, на наш взгляд, вывод о широком распространении пелитоморфного лейкоксена в морских осадках требует доказательства более вескими фактическими данными.

Анализ гидрослюдистого компонента (фракция менее 0,001 мм) ленточных глин Эстонии (Пиррус, 1968) показывает, что содержание TiO_2 в его составе высокое (1,72—2,04%), и что, по-видимому, титан связан гидрослюдистым компонентом ленточных глин, который относится к продуктам изменения минералов не только типа мусковита, но в значительной степени минералов группы биотита, содержащих, как правило TiO_2 . Обломочные минералы (кварц, полевые шпаты и карбонаты) присутствующие в этой размерной фракции TiO_2 не содержат.

Al_2O_3 распределяется по типам донных осадков Вьянамери по известной закономерности (табл. 47), согласно которой содержание этого компонента наименьшее в песках и повышается с увеличением количества пелитовых частиц, среди которых преобладают глинистые минералы богатые глиноземом. Обращает на себя внимание, что пески, а также крупные алевроиты Вьянамери содержат несколько больше глинозема (соответственно 5,87 и 8,64%), нежели однотипные осадки Балтики (Блажчишин, 1976 в — соответственно 3,64 и 7,45%). Это, вероятно, обусловлено тем, что вьянамерские пески, а также крупные алевроиты относительно богаты пелитовым компонентом.

Из малых и рассеянных элементов в донных осадках Вьянамери полуколичественным спектральным анализом исследовалось распределение Cr, Co, Cu, Zr, V, Mo,

Среднее содержание микроэлементов в донных осадках Вьянамери; в верхнем слое осадков Балтийского моря (Емельянов, 1976); в кислых кристаллических породах, сланцах и глинах (Виноградов, 1962), в $10^{-4}\%$ (n — количество анализов)

Тип осадка	Cr	Co	Cu	Zr	V	Mo	Ni	Pb
Алевриты Вьянамери (n = 29)	64	11	22	180	20	4	9	18
Пески Вьянамери (n = 11)	38	11	25	150	19	3	9	15
Пески Балтийского моря	22		17	200	40	5	20	не опр.
Крупные алевриты Балтийского моря	45	6—12	19	350	40	5	18	не опр.
Мелкоалевритовые илы Балтийского моря	74	20	22	310	80	10	34	не опр.
Граниты и гранодиориты	25	5	20	200	40	1	8	16
Глины и сланцы	100	20	57	200	130	2	95	20

Ni и Pb (табл. 51). Кроме хрома их содержание практически одинаковое как в песках, так и в алевритах, и, как правило, за исключением циркония, несколько раз меньше их кларковых величин в глинах и сланцах, но несколько больше, чем в кислых кристаллических породах. По сравнению с однотипными осадками открытой Балтики вьянамерские пески и алевриты содержат несколько меньше Zr, V, Mo и Ni, а обогащены Cr и Cu. Из изученных в донных осадках Вьянамери микроэлементов Co, Cu, V, Ni и Pb связаны преимущественно с пелитовым компонентом. Они либо входят в структуру самих глинистых минералов, либо адсорбированы поверхностью глинистых частиц. Mo, по-видимому, связан с пиритом, в меньшей мере и с глинистым компонентом. Cr и Zr, очевидно, большей частью связаны минералами песчано-алевритового компонента. Основными носителями Zr являются минералы группы циркона, а Cr — гранаты, слюды, черные рудные минералы и др.

Подытоживая имеющиеся немногочисленные сведения о содержании и распределении микровлементов в изученных нами

донных осадках Вьянамери, отметим, что роль микроэлементов в осадках этой акватории несколько меньше, чем в открытой Балтике. Это свидетельствует о том, что в Вьянамери распространен в основном песчано-алевритовый обломочный материал, а пелитовый компонент, как основной носитель микроэлементов в терригенных отложениях имеет здесь сравнительно небольшое значение.

Резюмируя приведенные данные, можно сказать, что седиментационный материал, накапливающийся в пределах Вьянамери — это преимущественно продукт размыва морены последнего оледенения. Последняя по своему химическому составу отвечает своеобразному осредненному материалу, который образуется за счет размельчения и перемешивания продуктов разрушения кристаллических и карбонатных пород. Попадая в море этот осредненный материал подвергается дальнейшему изменению. Однако, ввиду того, что биогенные и хемогенные процессы оказывают относительно незначительное влияние на седиментацию, состав осадков Вьянамери в целом мало отличается от состава пород питающих районов. Влияние биогенных ресурсов водоема ощутимо лишь в накоплении органического вещества и аморфного кремнезема.

8. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ВЬЯНАМЕРИ

Голоценовое осадконакопление в Вьянамери подчиняется закономерностям морского седиментогенеза, присущим в общих чертах Балтийскому морю в целом. В то же время осадконакопление имеет здесь свои особенности, характерные только для этой части Балтики.

Перед тем, как перейти к рассмотрению осадкообразования в Вьянамери, необходимо кратко остановиться и на развитии этой части Балтики в послеледниковое время. На базе имеющегося немногочисленного материала приведем также стратиграфическое расчленение донных осадков.

Возникновение впадины Вьянамери произошло на стыке двух предполагаемых долин, вероятно, уже в доледниковое время. Одна из этих долин — прадолина реки Казари, по-видимому, прослеживается на дне моря от залива Матсалу до пролива Созла (Квасов, 1975, Tammekann, 1949, Müdel, Tavast, 1978 и др.). Она заполнена гляцигенными отложениями и в современном рельефе почти не выражается. Более четко просле-

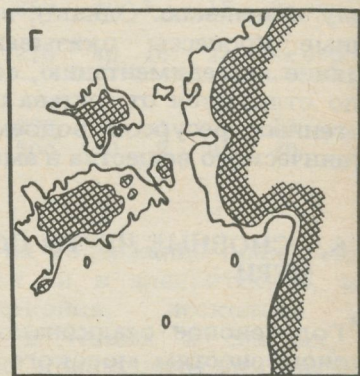
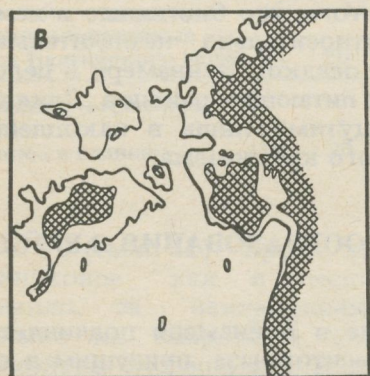
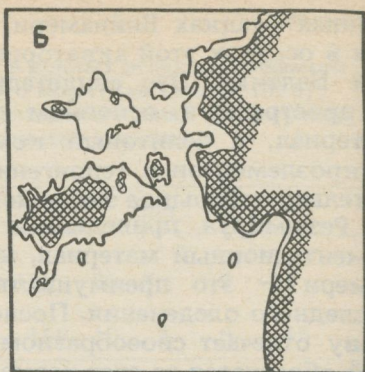
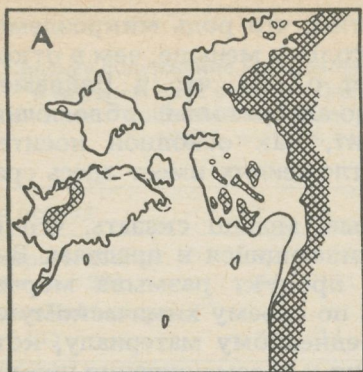


Рис. 62. Основные этапы развития Вайнамери в голоцене: А — фаза A_1 ; Б — фаза A_{IV} ; В — фазы L_1 и L_{116} (Кессел, Раукас, 1967); Г — фаза Lim_1 (Кессел, 1965).

Fig. 62. Main stages in the development of Väinämeri in Holocene: А — A_1 phase; Б — A_{IV} phase; В — L_1 and L_{116} phases (Кессел, Раукас, 1967); Г — Lim_1 phase (Кессел, 1965).

живается в нынешнем рельефе Вайнамери другая погребенная долина, которая протягивается от пролива Хари-Курк до пролива Суур-Вяйн и является, по мнению А. Эпика (Läänemaa, 1939), несколько моложе первой.

В возникновении впадины Вайнамери определенную роль играла, вероятно, тектоника. Об этом свидетельствуют и

предполагаемые тектонические нарушения на п-ве Кюбассааре (Einasto, 1961). По мнению К. Килдема (Kildema, 1970), возможно даже существование небольшого пояса тектонических нарушений в пределах самого Вьянамери. Не исключено, что упомянутые выше древние долины тоже образовались вдоль тектонических нарушений (зон трещиноватости).

Начало образования Вьянамери можно условно отнести к иольдиевому времени, когда на месте нынешних островов Сааремаа и Хийумаа возникли небольшие участки суши (Кессел, Раукас, 1967). Более уловимые контуры современного Вьянамери вырисовывались к концу литориновой стадии развития Балтики (рис. 62), т. е. приблизительно 4500 л. н. (Kessel, 1861; Kessel, Puppig, 1972 и др.). К этому времени заметно увеличилась площадь о-вов Сааремаа, Хийумаа и Муху, и их контуры стали несколько напоминать современные. Над уровнем воды возвышался также о. Кессулайд (Luha, 1930). Из проливов в это время существовали Суур-Вяйн, Вяйке-Вяйн и Соэла, но Хари-Курк и Воози-Курк представляли собой еще единый широкий пролив, в середине которого располагалась обширная подводная банка — будущий о. Вормси.

Более существенные изменения в очертаниях Вьянамери произошли в лимниевое время в условиях постоянной регрессии Балтийского моря (Kessel, Orviku, 1969¹). За это время возникло здесь более 300 островков различной величины, в том числе и четвертый по площади (93 км²) остров Эстонии — Вормси, началом образования которого считают III фазу Лимниевое моря (Ratas, 1977). В это же время произошло разделение проливов Хари-Курк и Воози-Курк. В ходе лимниевой регрессии Балтики, которая продолжается до настоящего времени, Вьянамери приобрело современный облик, возникло множество современных островков, механизм образования которых описан Каарелом Орвику (1966).

Стратиграфия донных осадков Вьянамери изучена в двенадцати разрезах (Кессел, 1980; Kessel, 1976), из которых в данной работе приведены шесть (рис. 63). Расчленение осадков рассматриваемого водоема проводилось Х. Кессел на базе материала, собранного нами в период с 1970 по 1976 г. По составу и характеру спорово-пыльцевых спектров в пределах Вьянамери возможно различить 5 комплексов осадков. В

¹Kessel, H., Orviku K. Läänemere regressiivsete setete geoloogiline ehitus ja areng Looe-Eestis. Таллин, 1969. Рукопись в Институте геологии АН ЭССР, 318 с.

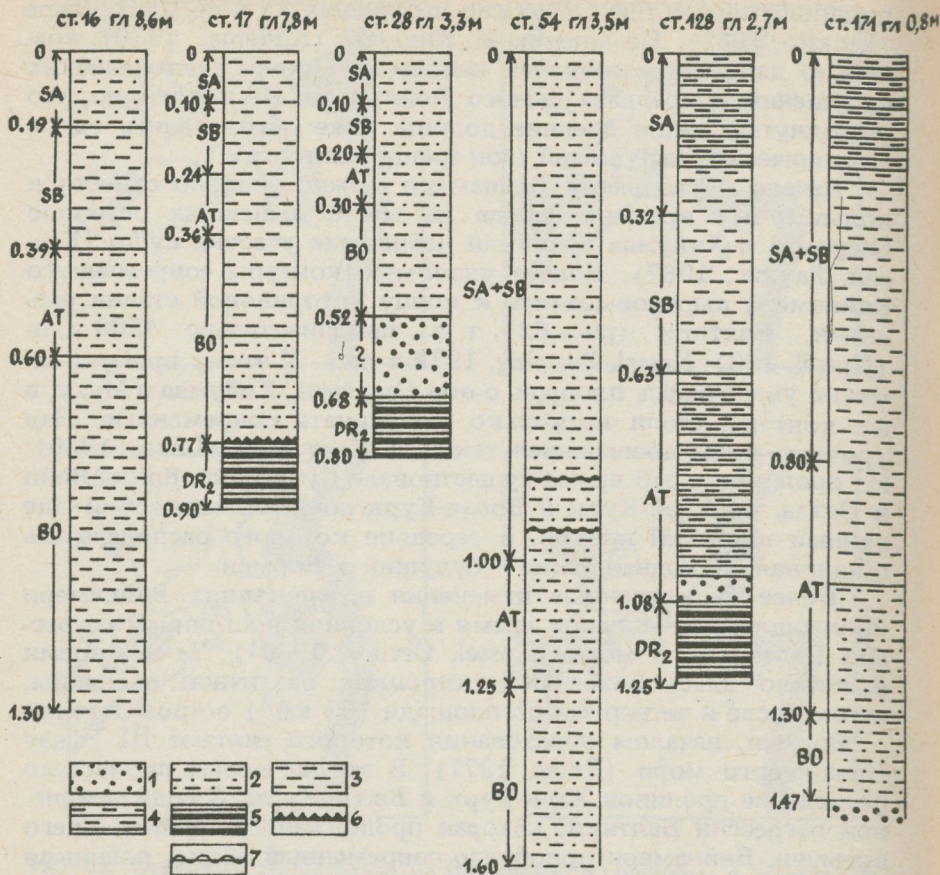


Рис. 63. Стратиграфическое расчленение донных осадков Вайнамери: 1 — пески; 2 — крупные алевриты; 3 — мелкие алевриты; 4 — алеврито-во-пелитовые илы; 5 — ленточные глины; 6 — базальный слой; 7 — прослойки детрита.

Fig. 63. Stratigraphic dissection of bottom deposits of Väinameri: 1 — sands; 2 — coarse aleurites; 3 — fine aleurites; 4 — aleuritic-pelitic mud; 5 — varved clay; 6 — basal layer; 7 — interlayers of detritus; zones of development of vegetation according to K. Kajak et. al. (Каяк и др., 1976).

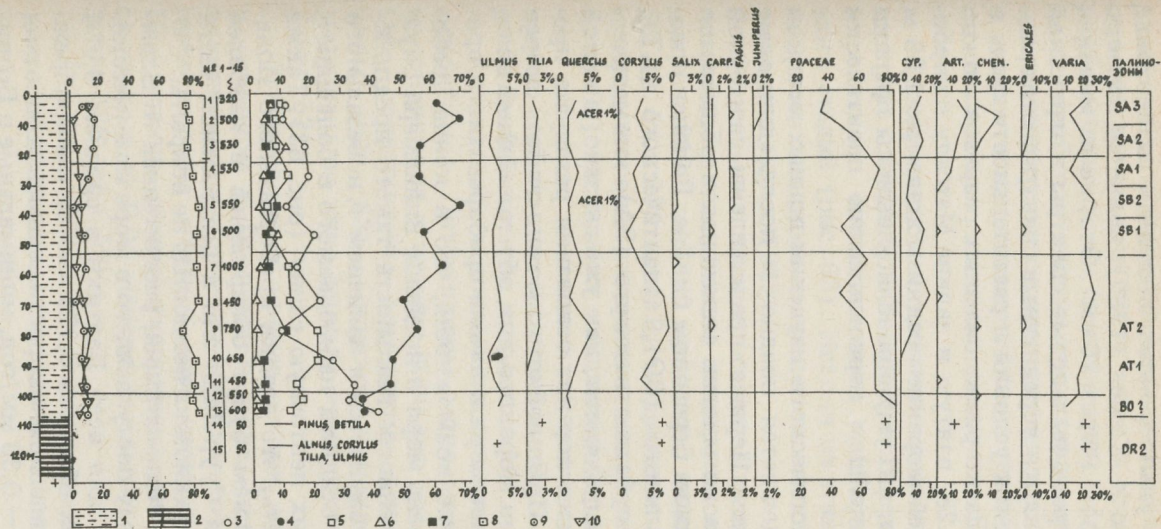


Рис. 64. Спорово-пыльцевая диаграмма колонки 128 (положение колонки см. на рис. 9) — составлена Х. Кессел: 1 — морские мелкие алевриты и алевритово-пелитовые илы; 2 — ленточные глины; 3 — пыльца березы; 4 — пыльца сосны; 5 — пыльца ольхи; 6 — пыльца ели; 7 — сумма пыльцы широколиственных пород; 8 — пыльца древесных пород и кустарников; 9 — пыльца травянистых растений; 10 — споры.

Fig. 64. Spore and pollen diagram of the hole no. 128 (for location of the station see fig. 9) compiled by H. Kessel: 1 — bottom deposits (fine aleurite and aleuritic-pelitic mud); 2 — varved clay; 3 — Betula; 4 — Pinus; 5 — Alnus; 6 — Picea; 7 — Quercum mixtum; 8 — pollen of trees and shrubs; 9 — pollen of herbaceous plants; 10 — spores.

большинстве случаев не удалось четко выделить палинозоны, причиной чего, по мнению Х. Кессел (1980), является недостаточная густота отбора проб (через 10 см). Это, по ее мнению, привело к тому, что спорово-пыльцевые спектры в известной мере сливаются и выделяются усредненные спектры, отражающие развитие климатических условий и растительности лишь в общих чертах. К числу удачно расположенных разрезов можно отнести лишь колонку 128, взятую в заливе Матсалу с глубины 2,7 м и вскрывающей морские осадки мощностью 1,08 м (рис. 64). Здесь, видимо, аккумуляровались выносы прареки Казари, которые в дальнейшем переотложении практически не подвергались.

В результате палинологического изучения донных осадков в Вьянамери четко выделяются поздние и послеледниковые (голоценовые) отложения. Первые представлены ленточной глиной, которая вскрыта во многих скважинах и обнажается также нередко на подводном береговом склоне. Голоцен представлен осадками бореального (BO), атлантического (AT), суббореального (SB) и субатлантического (SA) климатических периодов, которые выделяются, как уже сказано, в какой-то степени условно. До сих пор нет основания различать пребореальные (PB) осадки. Причиной этого можно считать скорее всего интенсивный размыв морского дна, обусловленный сильными колебаниями уровня моря в начале пребореального времени. Не исключена также возможность, что в конце пребореального времени уровень моря в пределах Вьянамери опускался даже ниже современного. Реальность такого предположения какой-то мере доказывается и наличием т. н. базального слоя в подошве морских осадков, наблюдаемого в большинстве колонок, вскрывающих ленточную глину (рис. 63). Также не исключена возможность, что осадки пребореального Иольдиевого моря в дальнейшем будут обнаружены в наиболее глубоких частях пролива Суур-Вяйн или в центральной части Вьянамери, где донные осадки пока полностью не вскрыты.

Скорость терригенной седиментации, рассчитанная А. Блажчишиным (1972) по объему поступающего в море кластического материала, составляет для всей Балтики в среднем 0,056 мм/год (в глубоководных областях 0,075 мм/год и в прибрежных 0,21 мм/год). Максимальные скорости седиментации отмечены в Куршском заливе — 0,33 мм/год, минимальные в Ботническом заливе — 0,014 мм/год. О. Пустельниковым (1977) определена скорость современного осадкообразования в Бал-

тике путем изучения взвешенного материала. По его расчетам она составляет для всего моря в среднем 0,079 мм/год, а для глубоководных зон седиментации 0,14 мм/год. Эти показатели дают приблизительное представление о темпе и масштабах современного осадконакопления в Балтийском море. Данных о скорости осадконакопления в течение всего голоцена, а также по отдельным стадиям развития Балтики практически не имеется.

В результате палинологического изучения донных осадков, как уже отмечено, в Вьянамери голоцен представлен осадками бореального, атлантического, суббореального и субатлантического стадий (рис. 63). Исходя из этих данных нами рассчитаны скорости осадконакопления по стадиям, а также по всему голоцену (Лутт, 1982).

Бореальные донные осадки, или осадки, образовавшиеся в основном в Анциловом озере, накопившиеся в течение 1300 лет (от 9100 до 7800 лет назад) вскрыты колонками 16, 17, 28, 43, 54 и 171 (рис. 9) мощностью от 17 до 70 см (табл. 52) и представлены алевритом или алевритово-пелитовым илом (рис. 63). Исходя из мощностей бореальных осадков получим, что скорость накопления седиментационного материала во время этой стадии меняется от 0,13 мм/год в колонке 171 до более 0,54 мм/год в колонке 16¹.

Атлантические донные осадки, или осадки, образовавшие в основном в Литориновом море мощностью от 7 до 50 см, накопившиеся в течение 3000 лет (от 7800 до 4800 лет назад). Они представлены алевритом, реже алевритово-пелитовым илом (рис. 63). Скорость накопления седиментационного материала по этим данным колеблется от 0,023 до 0,17 мм/год (табл. 52).

Суббореальные донные осадки, или осадки, образовавшие в основном в Лимниевом море, мощностью от 8 до 31 см, накопившиеся в течение 2000 лет (от 4800 до 2800 лет назад) представлены мелким или крупным алевритом (рис. 63). Накопление седиментационного материала происходило со скоростью от 0,04 мм/год (колонка 28) до 0,16 мм/год (колонка 128, табл. 52).

В колонке 54, взятой в проливе Суур-Вяйн, субатлантические и суббореальные осадки не отличимы и здесь суммарная

¹Здесь и далее не учитывается естественное уплотнение осадка в ходе начальных этапов диагенеза.

Распределение мощностей (числитель) (см) и скоростей осадконакопления (знаменатель) (мм/год) по хронозонам в Вьянамери

Хроно- зона	Номер колонки и глубина ее (в скобках), м							
	16 (8,7)	17 (7,8)	28 (3,3)	34 (4,5)	43 (14,2)	54 (3,5)	128 (2,7)	171 (0,8)
SA	19	13	11	100	17		32	50
	0,07	0,046	0,039	0,36	0,061		0,11	0,18
						100		
SB	20	11	8		20		31	30
	0,10	0,055	0,04		0,10		0,16	0,15
	21	12	7			25	40	50
AT	0,07	0,04	0,023			0,08	0,13	0,17
	70	41	26		20	35		17
BO	0,54	0,32	0,20		0,15	0,27		0,13
Весь голо- цен	130	77	68	100	61	160	108	149
	0,13	0,08	0,07	0,10	0,06	0,16	0,10	0,15

скорость осадконакопления за последние 4800 лет (SA + SB) составляет 0,21 мм/год (табл. 52).

Субатлантические донные осадки, образовавшиеся в Лимниевом море за последние 2800 лет, вскрыты всеми колонками. Их мощность меняется от 11 до 100 см (табл. 52). Осадки этой стадии представлены крупным и мелким алевроитом или алевроитово-пелитовым илом (рис. 63). По этим данным скорость накопления осадков колеблется от 0,039 до 0,36 мм/год.

Средняя скорость осадконакопления в течение голоцена (последние 10 200 лет) в Вьянамери по материалам представленных колонок колеблется от 0,06 до более 0,16 мм/год, однако последнюю цифру не следует считать для этого бассейна предельной. Так, в наиболее глубокой части Вьянамери, в проливе Суур-Вяйн, где глубина воды достигает 23 м, нами отобрана колонка голоценовых крупных алевроитов длиной

Распределение мощностей (числитель) (см) и скоростей осадконакопления (знаменатель) (мм/год) в открытых частях Балтийского моря, в Рижском заливе и в заливе Аристе

Хроно- зона	Номер колонки и глубина ее (в скобках), м						
	1465 (47)	1457 (41)	2208 (138)	2119 (173)	1729 (132)	9 (54)	4 (26,5)
	Аркон- ская впадина	Борн- хольм- ская впадина	Эланд- ская впади- на	Восточ- но-Гот- ланд- ская впа- дина	Устье Финско- го за- лива	Рижский залив	Залив Аристе
SA	20	60	23	20	314	170	60
	0,071 85	0,21 91	0,082	0,071 30	1,12	0,61 150	0,21
SB	0,42 30	0,46		0,15 150		0,75 60	
	0,10 22			0,50		0,20 60	170
BO	0,17					0,46	1,30 80
			242				
PB			2,2				0,73
Весь голо- цен	157	151	265	200	>314	440	310
	0,15	0,15	0,26	0,20	>0,31	0,43	0,30

220 см, по которой скорость накопления голоценовых осадков составляет более 0,22 мм/год.

Для сравнения представим и некоторые расчеты (табл. 53) по впадинам Балтики и Рижскому заливу (Лутт, 1982) по материалам Х. Кессел с соавторами (Кессел и др., 1973; Кессел, 1980), а также по Юго-Восточной Балтике (табл. 54) по материалам В. Стелле с соавторами (Стелле и др., 1976).

Пребореальные донные осадки, или осадки Иольдиевого моря, вскрытые колонкой 2208, отобранной в Эландской впа-

дине с глубины 138 м и колонкой 4, отобранной в заливе Аристе (западное побережье о. Сааремаа) с глубины 26,5 м. В колонке 2208 они имеют мощность 242 см и представлены серой глиной и темносерым пелитовым илом (Кессел и др., 1973). В колонке 4 мощность пребореальных алевроитовых осадков составляет 80 см (Кессел, 1980). По этим материалам скорость пребореального осадконакопления составляет 2,2 мм/год в Эландской впадине и 0,73 мм/год в заливе Аристе (табл. 53).

Бореальные донные осадки вскрыты в Арконской впадине колонкой 1465 мощностью 22 см, колонка 9 в Рижском заливе мощностью 60 см и колонкой 4 в заливе Аристе мощностью 170 см. Они представлены серым алевроитом. Скорость их накопления соответственно 0,17; 0,46 и 1,3 мм/год (табл. 53).

Атлантические донные осадки, представленные пелитовым илом (колонка 1465), глиной (колонка 2119) или алевроитом (колонка 9) мощностью 30—150 см, накапливались со скоростью 0,1—0,5 мм/год (табл. 53).

Суббореальные пелитовые илы, вскрытые в Арконской, Борнхольмской и Восточно-Готландской впадинах мощностью 30—91 см. В колонке Рижского залива суббореал представлен алевроитом мощностью 150 см. Скорость накопления этих осадков колеблется от 0,15 мм/год в Восточно-Готландской впадине до 0,75 мм/год в Рижском заливе (табл. 53).

Субатлантические донные осадки впадин представлены пелитовым или алевроитово-пелитовым илом мощностью 20—60 см. В колонке 1729, взятой в устьевой части Финского залива, мощность субатлантических темных илов значительно больше — 314 см (Кессел и др., 1973). В Рижском заливе мощность субатлантических алевроитов также значительная — 170 см. В заливе Аристе субатлантические осадки мощностью 60 см представлены в основном песком (Кессел, 1980). Скорость накопления седиментационного материала в субатлантическом стадиале во впадинах 0,071—0,21 мм/год. Более значительная она в Рижском заливе — 0,61 мм/год, и особенно, в устье Финского залива — 1,12 мм/год. Пески залива Аристе накопились со скоростью 0,21 мм/год (табл. 53).

Данные по Юго-Восточной Балтике (табл. 54) приводятся по материалам В. Стелле с соавторами (Стелле и др., 1976). Эти колонки, взятые с глубин 42—145 м, характеризуются

Распределение мощностей (числитель) (см) и скоростей осадконакопления (знаменатель) (мм/год) в Юго-Восточной Балтике

Хронозона	Номер колонки					
	132	163	245	255	375	398
SA	15/0,054	55/0,20	25/0,089	15/0,054	30/0,11	40/0,14
SB	10/0,05	20/0,10	10/0,05	10/0,05	10/0,05	10/0,05
AT	50/0,17	55/0,18	45/0,15	50/0,17	28/0,093	50/0,17
BO	90/0,69	145/1,12	20/0,15	30/0,23	28/0,22	90/0,69
PB	15/0,14	75/0,68	15/0,14	10/0,09	30/0,27	15/0,14
Весь голоцен	180/0,18	350/0,34	115/0,11	115/0,11	126/0,12	205/0,20

полнотой разреза голоценовых осадков, что нельзя сказать о колонках из других частей моря (табл. 53 и 54).

Представленный материал показывает, что скорость накопления седиментационного материала в разных районах Балтики и по отдельным стадиалам неодинаковая. Даже в пределах небольшого и мелководного Вьянамери по темпам осадконакопления различаются несколько типов разрезов. Так, например, по колонкам, взятым в проливе Суур-Вяйн (43 и 54) и средней части Вьянамери (16 и 17), скорость осадконакопления в субатлантическом, суббореальном и атлантическом стадиалах, или в Лимниевом и Литориновом морях, заметно уступает скорости осадконакопления в бореальном стадиале, или в Анциловом озере. По колонкам 128 отобранной в Матсалуском заливе и 171, взятой в т. н. канале Воози, скорость осадконакопления по всем выявленным стадиалам более или менее равномерна, а по колонке 34 (залив Топу) осадочный материал накопился лишь в субатлантическом стадиале с относительно большой интенсивностью (0,36 мм/год).

Изменчивость скорости осадконакопления по стадиалам во впадинах Балтики и в Рижском заливе еще более значительна.

Материалы Х. Кессел с соавторами (Кессел, Порк, 1971; Кессел и др., 1973; Кессел, 1980 и др.) свидетельствуют о том, что голоценовое осадконакопление в Балтике изменчивое и прерывистое. В то же время данные В. Стелле и соавторов (Стелле и др., 1976) показывают, что осадконакопление шло, по крайней мере, в юго-восточной части моря непрерывно. Из таблиц 52 и 53 явствует, что в пребореале и бореале (в Иольдиевом море и Анциловом озере) накопился седиментационный материал лишь в некоторых частях моря, причем интенсивность его накопления была для Балтики высокой. Более широко распространены осадки атлантического, суббореального и субатлантического стадиалов (Литоринового и Лимневого морей), но интенсивность их накопления обычно заметно меньше. По имеющимся материалам осадконакопление в Вьянамери началось не раньше бореального стадиала. Судя по колонке 9, осадконакопление в глубоководной части Рижского залива началось в бореале. Начиная с этого времени для этого района характерен и относительно постоянный быстрый темп накопления осадочного материала.

Представленные данные показывают, что мощность осадков, а следовательно, и темп накопления седиментационного материала в Вьянамери, а также в других частях Балтики в голоцене, очень сильно колеблется. Средняя скорость седиментации в Балтике в голоцене (табл. 52—54), как правило, выше темпа осадконакопления на современном этапе, рассчитанного по объему поступающего в море кластического материала (Блажчишин, 1972) или по результатам изучения распределения взвеси (Пустельников, 1977).

В пределах Вьянамери, принимая за основу мощность голоценовых осадков, получим, что наиболее высокий темп (более 0,22 мм/год) осадконакопления за это время (10 200 лет) характеризует наиглубокую часть пролива Суур-Вьян. В субатлантическом этапе седиментации скорость накопления осадочного материала несколько уменьшилась (табл. 52). В основном происходит седиментация в центральных частях водоема, а также в защищенных от волнения заливах, в то время, когда подавляющая часть подводного берегового склона является практически зоной размыва (см. также рис. 71).

По литологическим признакам биостратиграфически изученных колонок, а также по составленным разрезам (рис. 65—70) выясняется, что характер седиментационного материала, накопившегося с существования Анцилового озера мало изменился.

Об этом свидетельствует довольно монотонное строение толщи морских осадков, в котором чередуются в основном крупные и мелкие алевриты, реже наблюдаются алевритово-пелитовые илы. Чаще всего весь разрез состоит из одного или двух гранулометрических типов.

Сравнивая среднюю скорость накопления седиментационного материала в Вьянамери (табл. 52) с материалами из других частей Балтики (табл. 53 и 54) следует отметить, что темп седиментации в пределах участков аккумуляции здесь, как правило, заметно уступает интенсивности осадконакопления в других частях моря. Это свидетельствует о дефиците осадочного материала, что обусловлено относительно малой интенсивностью абразии. Этому способствует, с одной стороны, характер абрадируемых отложений и пород. С другой стороны, в связи с поднятием земной коры в послеледниковье и постоянным увеличением обособленности Вьянамери, здесь уменьшалась интенсивность гидродинамических процессов, и, вместе с тем, ослабилась абразионная деятельность.

Анализ составленных геологических разрезов (рис. 65 — 70) показывает, что накопление седиментационного материала в Вьянамери в послеледниковье в целом в значительной мере предопределяется доголоценовым рельефом. Наряду с ветрами он влияет на режим волнения и течений, которые в мобилизации и транспорте седиментационного материала играют основную роль. Именно донным рельефом определяются те участки, где возможны размыв, транспорт (транзит) и устойчивая аккумуляция. Начиная с бореального периода, а возможно и несколько раньше, в пределах современного Вьянамери в понижениях рельефа постоянно отлагаются морские осадки, накопившиеся в основном за счет размыва гляцигенных отложений.

Участки размыва в пределах Вьянамери развиты широко (рис. 71). Они приурочены преимущественно к восточной части водоема, что обусловлено господством волнения, возникающего в результате преобладания южных и западных ветров. Следует сказать, что подводный береговой склон подвергается более или менее значительному размыву и здесь не происходит сколько-нибудь существенного накопления осадочного материала. Эти площади покрыты сравнительно грубозернистыми компонентами (различными песками), мощность которых не превышает обычно 5 — 10 см; нередко пески встречаются лишь пятнами на ленточной глине.

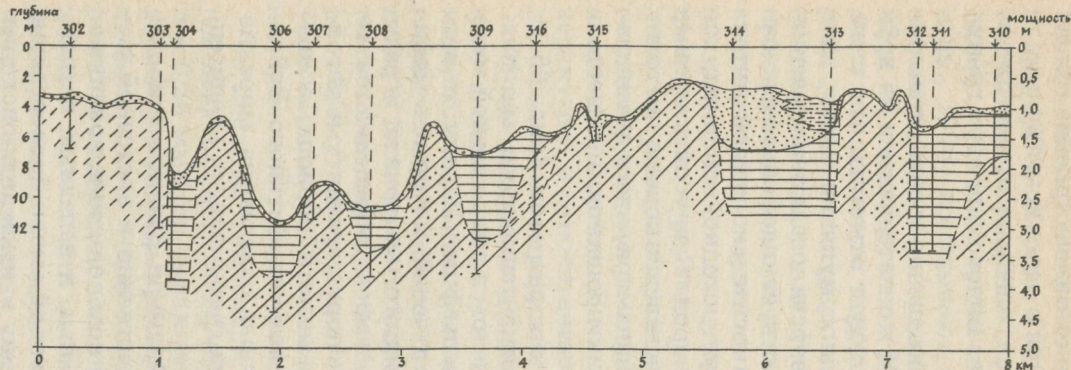


Рис. 65. Геологический разрез через пролив Хари-Курк (положение разреза см. на рис. 9). Морские голоценовые осадки: 1 — крупные-средние пески; 2 — мелкие пески; 3 — крупные алевроиты; 4 — мелкие алевроиты; 5 — алевроитово-пелитовые илы; плейстоценовые отложения: 6 — ленточные глины; 7 — морена; 8 — флювиогляциальные отложения; 9 — озерные алевроиты; 10 — скважины; 11 — границы слоев; 12 — предполагаемые границы слоев.

Fig. 65. Geological section through Hari-Kurk Sound (for location of section see fig. 9). Marine Holocene bottom deposits: 1 — coarse and medium sands; 2 — fine sand; 3 — coarse aleurite (silt); 4 — fine aleurite (silt); 5 — aleuritic-pelitic mud; Pleistocene deposits: 6 — varved clay; 7 — till; 8 — fluvioglacial deposits (sands); 9 — limnic aleurite (silt); 10 — bore holes; 11 — contacts of layers; 12 — supposed contacts of layers.

Очень ограниченно встречаются морские осадки в пределах пролива Хари-Курк (рис. 65), где приблизительно восьмиклометровый геологический разрез обеспечен 14 колонками, вскрывающими практически только доголоценовые отложения — морену и ленточную глину. Донный рельеф по данным эхолотирования здесь относительно сильно расчленен, встречаются бугры и холмы высотой до 5 м. Штормовое волнение, а также течения препятствуют в этой части Вьянамери накоплению осадков. Ими же переработан и донный рельеф, в результате чего выпрепарированы моренные холмы под водой. Ленточная глина, возможно, и морские осадки ранних стадий развития Балтики, которые когда-то покрывали морену, снесены. Аналогична обстановка и в южной части пролива Суур-Вяйн, где ветровое волнение со стороны Рижского залива и обусловленные им течения оказывают заметное эродирующее воздействие на дно.

Во внутренних частях Вьянамери донный рельеф спокойнее. Более слабое здесь и волнение, и течения. Ими здесь предопределено чередование зон абразии, транзита и аккумуляции.

Геологическими разрезами по линиям II — II (рис. 66), III — III (рис. 67) и V — V (рис. 69) вскрыты донные осадки центральной части Вьянамери, залива Топу и плеса Кассари. Как видно по этим разрезам, морские осадки заполняют наиболее значительные понижения (желобы) доголоценового рельефа и последние в современном донном рельефе вообще не выражаются или выражаются слабо. В пределах развития выровненного доголоценового рельефа (рис. 67 и 70) мощность донных осадков обычно небольшая — до 50 см, подчас они практически отсутствуют (рис. 70 — колонки 503 и 504).

Геологические разрезы отложений Суур-Вяйн (рис. 68 и 69) существенно отличаются от вышеописанных. Хотя и здесь в доголоценовом рельефе прослеживается желоб глубиной до 16 м, но он в отличие от вышеприведенных полностью не заполнен морскими осадками и поэтому наблюдается и в современном рельефе. Морские осадки приурочены к бортам желоба и лишь частично заполняют его. Такое распределение донных осадков обусловлено здесь, по всей вероятности, тем, что в осевой части пролива сказывается размывающее воздействие течений.

Наиболее важной предпосылкой возникновения современного рельефа, а также распределения осадочного материала нужно считать особенности доголоценового рельефа. Анало-

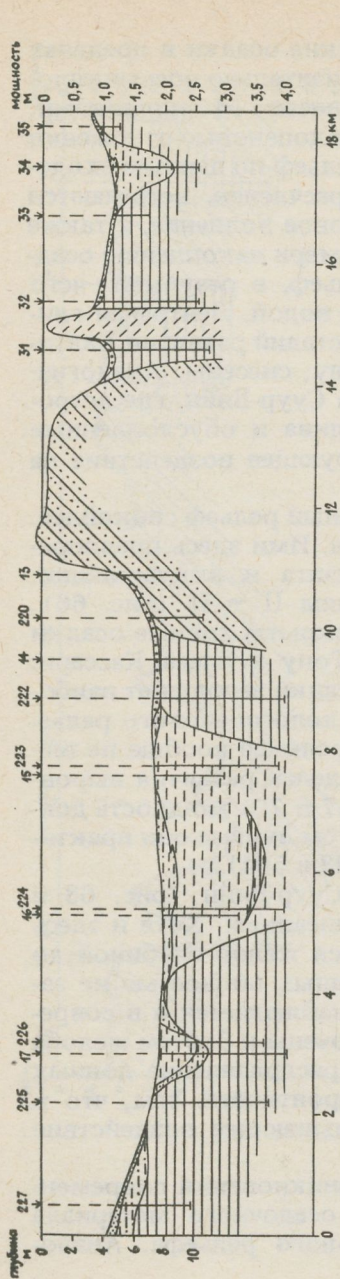


Рис. 66. Геологический разрез через центральную часть Вьянамери и залив Тору (положение разреза см. на рис. 9). Условные обозначения см. на рис. 65.

Fig. 66. Geological section through the central part of Väinameri and Toru Bay (for location of the section see fig. 9). Legend on fig. 65.

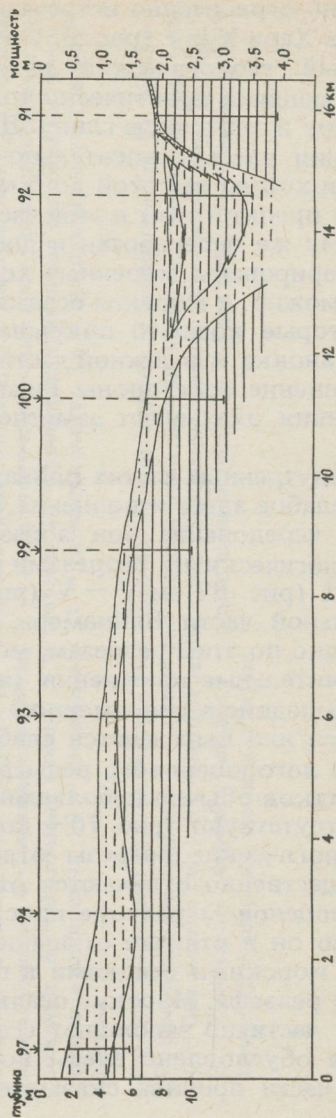


Рис. 67. Геологический разрез через плес Кассари-Ляхт (положение разреза см. на рис. 9). Условные обозначения см. на рис. 65.

Fig. 67. Geological section through Kassari Bay (for location of the section see fig. 9). Legend on fig. 65.

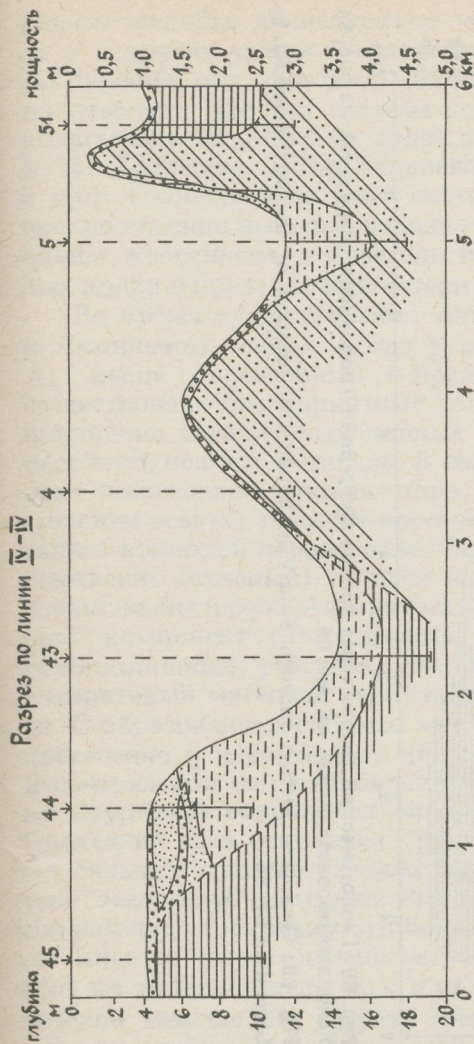


Рис. 68. Геологический разрез через пролив Суур-Вяйн (положение разреза см. на рис. 9).
Условные обозначения см. на рис. 65.

Fig. 68. Geological section through Suur-Väin Sound (for location of the section see fig. 9).
Legend on fig. 65.

Разрез по линии $\bar{V}-\bar{V}$

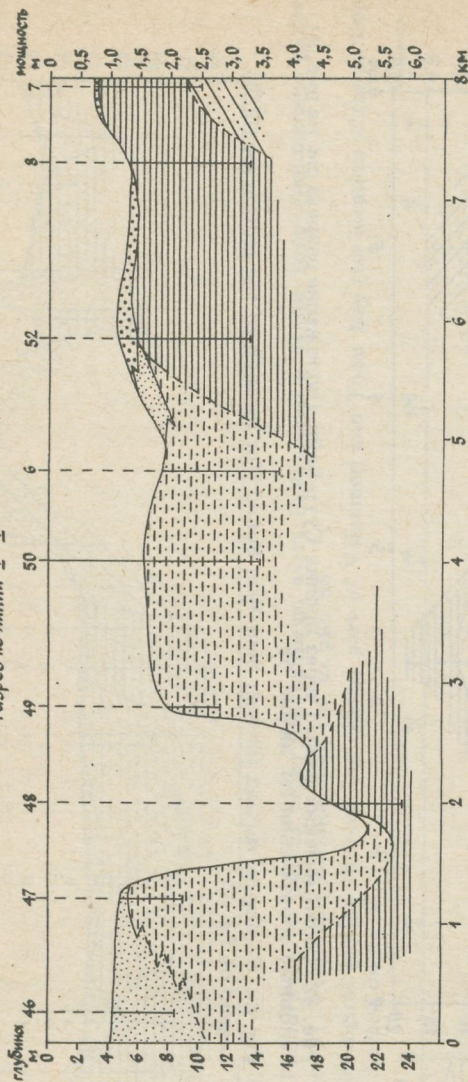


Рис. 69. Геологический разрез через пролив Суур-Вяйн (положение разреза см. на рис. 9).
Условные обозначения см. на рис. 65.

Fig. 69. Geological section through Suur-Väin Sound (for location of the section see fig. 9).
Legend on fig. 65.

гичные желобы, но несколько меньших размеров, наблюдаются и в других частях Вьянамери, и, как показывают результаты бурения, они образуют единую систему (рис. 72). Интересно отметить, что эта система совпадает с простиранием предполагаемых догребенных долин в пределах Вьянамери (Квасов, 1975; Läänemaa, 1939; Tammekann, 1949; Miidel, Tavast, 1978 и др.). Оконтуренная нами система желобов говорит в пользу предположения вышеназванных исследователей и является еще одним косвенным доказательством существования погребенных долин в пределах Вьянамери.

Во время существования Анцилового озера, Литоринового и Лимниевского морей, когда уровень моря был до 30 м (фаза A_1) выше современного, в пределах современного Вьянамери существовали благоприятные условия для накопления преимущественно алевритовых донных осадков, которые покрывали, вероятно, всю его площадь. В связи с постепенным относительным понижением уровня море, рыхлые и легкоразмываемые морские осадки, попадая постепенно в береговую зону, подвергались волновой переработке: более грубый материал (преимущественно песчаный) остался на месте, а алевритовый и пелитовый выносились. Алевритовый и особенно крупноалевритовый компонент откладывался в центральных относительно глубоководных участках (желобах), а пелитовый и мелкоалевритовый материал выносились в основном в открытое море. С образованием системы межостровных проливов возникли постепенно и характерные для современного времени течения. В центральной части наиболее узкого и глубоководного пролива Суур-Вяйн сохранился неполностью заполненный "желоб". Последний стал основным "руслом" течений, которые во время сильных штормов начали размывать дно "желоба". Размытый осадочный материал выносился в основном в сторону Вьянамери, поскольку наиболее сильные течения в проливе связаны со штормовыми ветрами южных румбов. Частично этот же материал отлагался и на бортах "желоба", где скорость течений меньше. На разрезе (рис. 68) видно, что в середине пролива расположена банка Кессу, которая является слегка вытянутой с севера на юг моренным холмом относительной высотой до 10 м (разрез не проходит через наивысшую часть). Холм хорошо выпрепарирован течениями. Однако он является также значительным препятствием на пути течений, о чем свидетельствует накопление седиментационного материала севернее его, т. е. в его теневой части, что отчетливо видно на

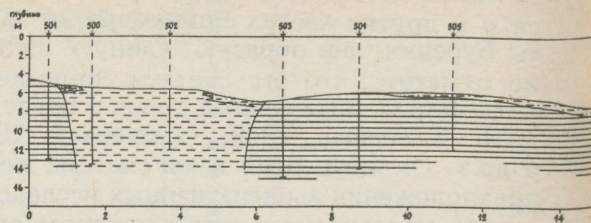


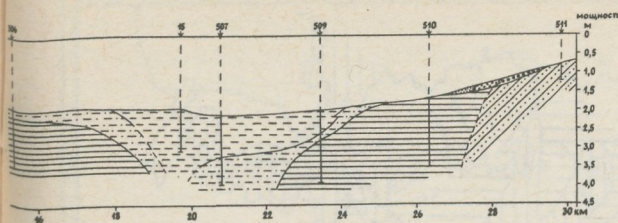
Рис. 70. Геологический разрез через центральную часть Вайнамери (положение разреза см. на рис. 9). Условные обозначения см. на рис. 65.

Fig. 70. Geological section through the central part of Väinameri (for location of the section see fig. 9). Legend on fig. 65.

разрезе V — V (рис. 69), проложенному приблизительно в 1,5 км севернее банки Кессу.

Геологическими разрезами пролива Суур-Вяйн вскрыты прослеживающиеся вдоль восточного берега о-ва Муху песчаные морские осадки, пожалуй наиболее значительной мощности. Верхняя часть разреза (до 1,5 м) представлена здесь преимущественно мелким песком, переходящим ниже в крупный алевроит (рис. 68 и 69). Песок хорошо сортирован ($S = 1,12 - 1,45$) и содержит обычно не более 10% алевроитовой примеси. Это свидетельствует о том, что осадочный материал откладывается здесь в довольно интенсивной гидродинамической обстановке, что обуславливает вынос тонкого материала. Погружение осадка в верхней части указывает на регрессивный характер комплекса морских осадков.

Одной отличительной чертой донных осадков пролива Суур-Вяйн является наличие среди литологически однородной толщи крупных алевроитов, тонких (до 1 см) прослоев детрита и единичных целых раковин *Cardium lamarki*, *Mya arenaria*, *Mytilus edulis*. Количество таких прослоев в колонке 53, взятой у западного берега о-ва Кессулайд на глубине 5,3 м, доходит до 12. Такие прослойки образовались, вероятно, во время очень редких, исключительно сильных штормов, когда из береговой зоны выносился раздробленный раковинный материал как гидравлически наиболее подвижный компонент и откладывался в более глубоководных участках. В пользу этого вывода говорит также то обстоятельство, что количество детритовых прослоев увеличивается в более близких к берегу колонках, где глубина воды меньше (колонка 53 — 5,3 м, колонка 44 —



4,4 м) и уменьшается в глубоководных колонках. Например, в колонке 54, взятой с глубины 23 м, их количество сокращается до двух (рис. 63).

Гранулометрический и минеральный составы колонок донных осадков Вайнамери свидетельствуют о том, что характер осадочного материала, заполняющего желоба доголоцевого рельефа, в течение послебореального периода практически не изменились. Здесь накапливались преимущественно алевроиты, содержащие отдельные линзовидные скопления алевроитово-пелитовых илов (рис. 66 и 67). В прибрежных частях в верхах колонок появляются пески (рис. 68 и 69).

В Вайнамери выделяются два типа участков устойчивой аккумуляции. К первому типу относятся желобы доголоцевого рельефа (рис. 66 — 70). Они прослеживаемы в наиболее глубоких частях Вайнамери, фрагментарно также в Матсалуском заливе и образуют отмеченную выше систему желобов. Ко второму типу относятся наиболее глубокие и тиховодные части заливов Хаапсалу, Топу и Матсалу, защищенные от сильного волнения островками и подводными банками.

Составленные схемы распределения гранулометрических фракций в поверхностном слое (верхние 5—10 см) осадков (рис. 28—33) показывают, что для современного этапа осадко-накопления в Вайнамери характерно перераспределение твердых седиментационных компонентов. На участках современной аккумуляции (рис. 71) накапливаются в основном продукты абразии подводного берегового склона. Следует предполагать, что морские осадки более ранних стадий развития Балтики на больших площадях сильно переработаны волнением и практи-

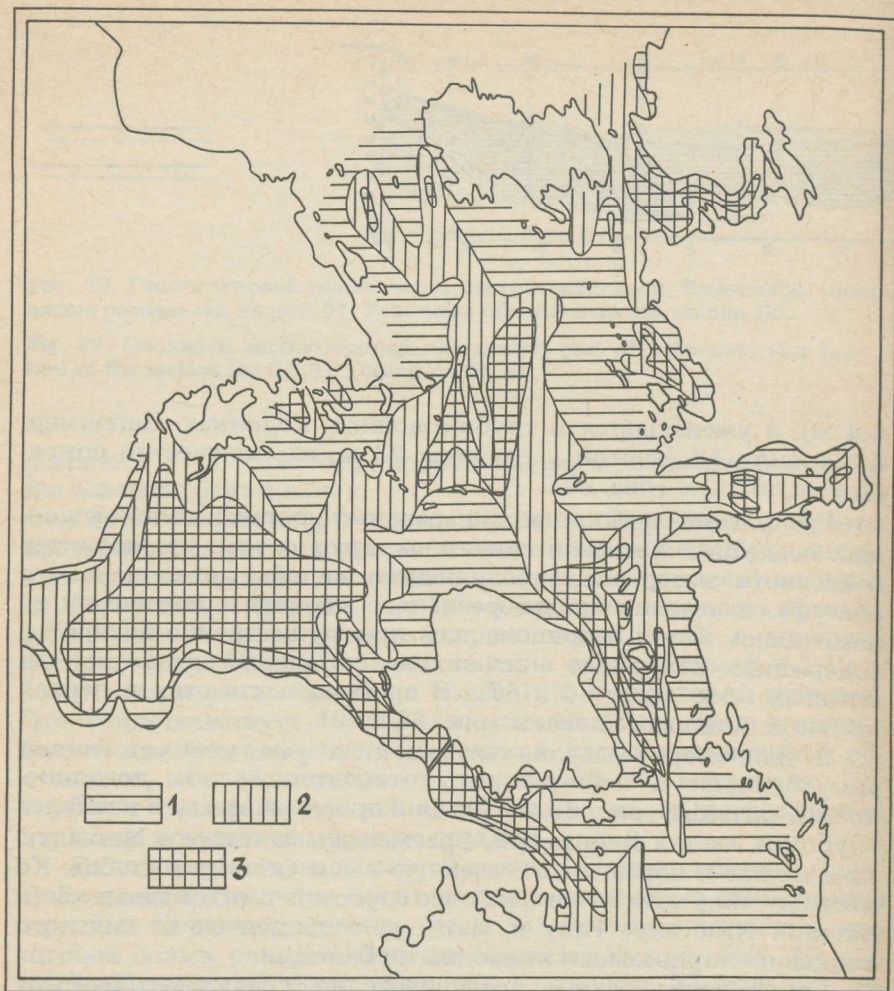


Рис. 71. Режим голоценового осадконакопления в Вайнамери: 1 — участки устойчивого размыва; 2 — зоны транзита и слабой аккумуляции; 3 — участки устойчивой аккумуляции.

Fig. 71. Holocene sedimentation regime in Väinameri: 1 — areas with lasting erosion; 2 — areas of transite and weak accumulation; 3 — areas with stable accumulation.

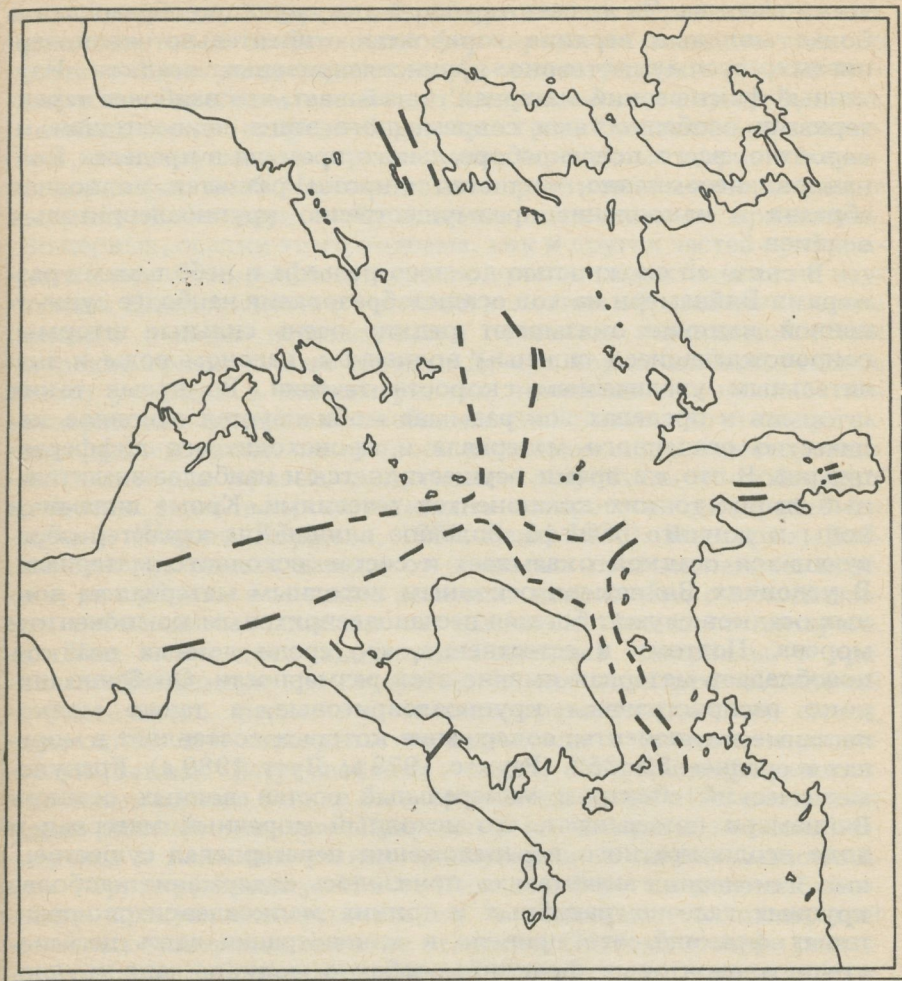


Рис. 72. Схема распространения доголоценовых "желобов".

Fig. 72. Distribution scheme of pre-Holocene "trench".

чески снесены. За их счет в районах аккумуляции образовались более молодые верхние горизонты относительно мелкозернистых, преимущественно крупноалевритовых осадков. Изученный фактический материал показывает, что наиболее характерными особенностями современного этапа седиментации, и, вероятно, всего послепребореального времени в пределах Вьянамери, несомненно, является широко развитая подводная абразия и накопление преимущественно крупноалевритовых осадков.

В связи со сложностью донного рельефа и небольшими размерами Вьянамери на ход осадкообразования наиболее существенной влияние оказывают редкие очень сильные штормы, сопровождающиеся сильным волнением, нагоном воды и значительным увеличением скорости течений. Во время таких штормов в пределах зон размыва мобилизуется основное количество осадочного материала и происходит его дифференциация. В это же время осуществляется и наиболее значительный вынос тонких компонентов течениями. Кроме динамики воды и донного рельефа, большое влияние на характер образующихся осадков оказывает и состав исходного материала. В условиях Вьянамери основным исходным материалом донных осадков служит богатая песчаноалевритовым компонентом морена. Поэтому и естественно, что среди донных осадков преобладает материал именно этой размерности. Особенно широко распространены крупноалевритовые, а также мелкопесчаные компоненты, содержание которых составляет в моренах в среднем 30—35% (Раукас, 1978 а; Лутт, 1980 а). Гранулометрический спектр и минеральный состав донных осадков Вьянамери показывают, что исходный моренный материал в ходе неоднократного переотложения перетерпевал существенные изменения: значительно понизилось содержание наиболее крупных галечно-гравийных и тонких мелкоалевритово-пелитовых фракций, что привело к концентрации здесь песчано-крупноалевритовых фракций, особенно мелкопесчано-крупноалевритового компонента.

9. АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

Для целенаправленного и рационального использования прибрежного моря в различных народно-хозяйственных целях необходимо его разностороннее исследование, в том числе и

выяснение закономерностей распределения твердых осадочных компонентов и особенностей формирования их вещественного состава. В настоящее время прибрежно-морские осадки применяются в народном хозяйстве Эстонии весьма скромно, лишь лечебные грязи и древнебереговые гравийно-галечные отложения, используемые в строительстве шоссеиных дорог и железнодорожных дамб. Незначительное практическое использование осадков Вяйнамери обусловлено несколькими причинами. Во-первых, осадки этого водоема, как и других частей прибрежного моря Эстонии, до недавнего времени практически не изучались. Даже сведения о составе и условиях образования такого ценного и давно используемого полезного ископаемого, как морские грязи, весьма скудны. До сих пор не известно точное число участков в Вяйнамери, где возможно накопление тонкозернистых осадков с лечебными свойствами. Хотя целью наших исследований не явилось выяснение новых месторождений лечебных грязей, полученные результаты способствуют решению этого вопроса, важность которого неоднократно отмечена (Vagane, Кõрmann, 1961; Kask, 1976). Во-вторых, Вяйнамеры находится далеко от основных промышленных центров республики и здешние полезные ископаемые с относительно небольшими запасами не вызывали большого интереса.

Как показывают вышепредставленные материалы, в пределах Вяйнамери не встречается значительных скоплений строительного песка или песчано-гравийно-галечной смеси, пригодных для строительства дорог или в качестве наполнителей бетона. Встречающиеся здесь скопления флювиогляциальных песков в виде озов сравнительно небольшие и имеют лишь местное значение. Природные концентраты тяжелых минералов в пляжных песках республики в целом маломощны (Орвику, Орвику, 1960). Песчаные берега в районе Вяйнамери практически отсутствуют и заметных концентраций тяжелых минералов здесь не отмечено. Поэтому поиски россыпей ценных минералов (циркона, монацита, ильменита, ксенотима и др.) здесь нецелесообразны.

Из плейстоценовых отложений, кроме гравия и песка, в пределах Вяйнамери широко развиты ленточные глины. Производство строительных материалов на базе ленточных глин нерентабельно, так как по керамическим свойствам они относятся к легкоплавкому типу глин с коротким интервалом спекания, что значительно ограничивает область их применения (Пиррус, 1963). Следует также учесть, что ленточные глины

широко развиты и на окружающей Вьянамери суше и поэтому добыча их со дна Вьянамери не перспективна.

В пределах Вьянамери и на его берегах довольно много эрратических валунов, которые могут быть использованы для производства высокопрочного щебня, потребность в котором в республике из года в год возрастает. Но учитывая то, что затраты на производство щебня из местного валунного материала до 50% выше чем на привозимый щебень (Раукас, 1978 а) и в морских районах отсутствуют дороги, использование валунов береговой зоны Вьянамери нецелесообразно. Они имеют лишь небольшое местное значение при строительстве причалов.

Из вышеизложенного явствует, что отложения, слагающие береговую зону и дно Вьянамери, как полезные ископаемые имеют только местное значение. Исключение составляют лечебные грязи, добыча и использование которых в настоящее время далеко не удовлетворяет запросам. Несмотря на более чем 150-летний период изучения их, вопросы формирования грязевых залежей в литературе до сих пор практически не освещены. Хотя в задачу наших исследований не входило решение этих вопросов, все в ходе экспедиционных работ накопилось довольно много новых данных по наиболее известным месторождениям. Частично эти материалы опубликованы (Каск, Лутт, 1979; Kask, 1981; Kask, Lutt, 1980) или подготовлены к печати. По результатам бурения уточнились мощность, площадь распространения и ориентировочные запасы грязей залежей Хаапсалу и Воози (табл. 55).

Полученный материал по донным осадкам Вьянамери в целом служит надежной и научно обоснованной основой для планирования разностороннего и комплексного изучения мес-

Таблица 55

Мощность, площадь распространения и ориентировочные запасы морских лечебных грязей залежей Хаапсалу и Воози

Залежь	М о щ н о с т ь, м			Площадь, тыс. м ²	Объем грязи, тыс. м ³
	Макс.	Миним.	Средняя		
Хаапсалу	1,28	0,19	0,43	475	260
Воози	1,65	0,20	1,00	300	315

торождений лечебных грязей в пределах Вьянамери, а опыт проведенных работ позволяет более рационально и лучше организовать дальнейшие исследования в других районах.

Рекомендации по выявлению месторождений полезных ископаемых не являются единственной практической задачей при исследовании донных осадков. Могут быть получены сведения, необходимые для других отраслей науки. Например, нами впервые в пределах Вьянамери удалось изучить распространение и вещественный состав морен, ленточной глины и флювиогляциальных отложений. Полученные данные дополняют сведения о формировании плейстоценовых отложений республики. Наши материалы представляют интерес и для гидростроительства, например, при реконструкции причала рыболовецкого колхоза "Ляэне Калур" в заливе Хаапсалу. Данные по мощности и литологии донных осадков с успехом используются и при строительстве и реконструкции подводных кабельных линий, соединяющих крупные острова Западно-Эстонского архипелага с материком и между собой. При планировании экономического использования проливов, в частности, при проектировании и строительстве мостов-дамб между островами и материком, необходимо учитывать характер осадков на трассе, а также возможные изменения осадконакопления в результате их постройки.

Составленные карты донных осадков, а также схемы распределения гранулометрических фракций можно использовать для приблизительной оценки характера донных течений, что до сих пор является наиболее слабо изученным звеном в гидрологическом режиме Вьянамери (Мардисте, 1974). Схемы мощности донных осадков и их характера дополняют имеющиеся морские навигационные карты, на которых характер грунтов часто не отвечает действительности и требует введения поправок, что неоднократно было испытано во время наших экспедиций. Внедрение результатов изучения донных осадков в практику составления морских карт и лоций не только повышает уровень и надежность этих документов, но и будет способствовать более широкому использованию их в других областях, например, при береговых исследованиях, в рыболовстве, при изучении донных флоры и фауны и т. д. Особое значение составленные схемы донных осадков имеют для рыбного хозяйства республики, в частности, для рыболовства. Отчасти наши материалы уже использованы при предварительном проектировании прудов в бухтах в Виртсу и Хара.

Важное значение имеют данные о донных осадках Вьянамери при дальнейших комплексных исследованиях международного водно-болотного угодья Матсалу, задачи которых на предстоящие годы (до 1990 включительно) уже определены (Paaks-riiu, 1978).

В Эстонии имеются давние традиции по охране природы, но количество охраняемых геологических и ландшафтных объектов еще недостаточно. Недостаточной является также охраняемая территория, около 5% от территории республики (Kuul-rak, 1980), что отстает от охраняемых территорий большинства развитых стран. В пределах Вьянамери имеется много интересных, с точки зрения охраны природы, объектов и территорий. Многие островки и участки побережья характеризуются своеобразными формами рельефа, уникальными береговыми образованиями, скоплениями эрратических валунов, редкими видами растений. В районе Вьянамери находится известное международное водно-болотное угодье Матсалу площадью 486,4 км² (Miilmets, 1981); ботанико-зоологический заказник Виртсу — Лазлату — Пухту — 36,09 км²; ландшафтный заказник островков Хийумаа — 3,13 км²; орнитологический заказник Кяйна — 12,8 км². В стадии организации находится указ о создании в пределах Вьянамери морского парка площадью 1097 км², в состав которого входят и последние два заказника. В связи с богатством объектов, находящихся под охраной, а также с расширением хозяйственного использования этой акватории, необходимо комплексное и разумное планирование будущего Вьянамери. При этом следует исходить не только из чисто утилитарных соображений, а также из нужд сохранения здешних природных комплексов, их характерных представителей как неживой, так и живой природы. Примером непродуманного проекта можно назвать сооружение дамбы без мостов между о-вами Сааремаа и Муху (1894—1897). В связи с этим строительством важный рыбопромысловый район в проливе Вьяйке-Вьяйн потерял постепенно свое экономическое значение. Ученые разных специальностей должны заботиться о том, чтобы такие ошибки не повторялись. Для проведения и координации целенаправленной, рациональной и комплексной научной работы на этой акватории, важность которой очевидна, необходимо создать совет, включающий специалистов разных отраслей науки.

Особого внимания заслуживает защита наиболее важных меторождений лечебных грязей. Пока в этой области не имеет

ся никаких успехов, хотя на примере месторождения Вяйке-Вийк на окраине города Хаапсалу можно убедиться, к чему приводит бесхозяйственное и безответственное отношение к природным источникам лечебных грязей (Кõrman, 1964). Такая же судьба может постигнуть и другое месторождение т. н. Большой контур в пределах Хаапсалуского залива, поскольку предпосылки для его загрязнения уже имеются (Kask, 1976). Нет сомнения, что включение в список охраняемых объектов названных месторождений лечебной грязи имеет первостепенное значение с точки зрения защиты запасов этого уникального и очень нужного полезного ископаемого от не всегда доброжелательной деятельности человека.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В книге охарактеризованы распространение и основные черты формирования донных осадков в пределах Вяйнамери. Применение комплексной методики и современных лабораторных средств позволили получить новую и оригинальную информацию о литологии и строении голоценовых донных осадков этой части Балтики. Особенно много данных получено о составе поверхностного слоя (первые 5—10 см) донных осадков, что позволяет представить характер осадконакопления на современном этапе седиментации. Кроме того, приводятся сравнительные данные по некоторым другим участкам прибрежного моря Эстонии (Пярнуский залив; бухта Кейбу), а также по крупным заливам и открытым частям Балтики.

В вводных главах (I — IV) дается краткий обзор климатических и гидрологических условий, оказывающихся непосредственное влияние на осадконакопление, характеризуются геологические факторы (состав палеозойских пород и четвертичных отложений, тектонические движения и др.), обуславливающие седиментацию и показаны основные пути питания Вяйнамери седиментационным материалом. Вкратце представлены также обзор изученности, методика проведенных полевых и лабораторных исследований, а также принципы классификации донных осадков.

В результате проделанных работ впервые для Вяйнамери на современном научном уровне представлено распространение гранулометрических типов поверхностного слоя донных осадков, что иллюстрируется многими схемами. Главное внима-

ние обращено на изучение структурных особенностей и минерального состава донных осадков. Показано, что основным поставщиком обломочного материала служат гляциальные отложения и ложа обрамления Вьянамери, которые неоднократно перемывались в ходе прерывистого регрессивного развития береговой зоны в условиях взаимодействия эвстатической трансгрессии и тектонического поднятия земной коры в Северо-Западной Эстонии.

Устанавливается, что в Вьянамери накапливается преимущественно крупноалевритовый и мелкопесчаный материал, а более мелкие компоненты в основной массе выносятся течениями за пределы Вьянамери или же накапливаются на ограниченных тиховодных участках.

Среди факторов, определяющих питание Вьянамери седиментационным материалом, выделяются течения, волновые (абразия клифов и уступов, размыв дна) и неволновые (выносы рек, ледовая деятельность, эоловые процессы, подземный сток) процессы, среди которых целесообразно разграничить первостепенные (подводная абразия), второстепенные, или локальные (абразия клифов и уступов, выносы рек, ледовая деятельность), и несущественные (подземный сток, эоловые процессы). В целом основная роль в питании Вьянамери седиментационным материалом принадлежит волновым процессам.

Сопоставление данных по минеральному составу коренных осадочных пород, с одной стороны, с данными морен, ленточной глины и морских осадков, с другой, показало, что песчаные и крупноалевритовые фракции в них представлены разными комплексами минералов: в коренных осадочных породах преобладают устойчивые к выветриванию, а также аутигенные компоненты, в то время как в гляциальных отложениях и особенно в морских осадках доминирует феноскандинавский материал, характеризующийся большим количеством малоустойчивых к выветриванию минералов — полевых шпатов, амфиболов, пироксенов и др. На основе изучения минерального состава донных осадков Вьянамери и с привлечением данных по другим частям Балтики целесообразно в составе палеозойской макропровинции терригенного сноса (Блажчин, 1976 б) выделить Эстонскую провинцию, или провинцию на карбонатных породах древнего палеозоя, характеризующуюся высоким содержанием амфиболов и гранатов, постоянной примесью обломочных карбонатов, пирита, фосфатов и единичными зёрнами глауконита в крупноалевритовой фракции

и с преобладанием ромбических пироксенов над моноклинными в песчано-алевритовом компоненте.

Комплекс глинистых минералов осадков Вьянамери, почти не затронутых процессами диагенеза, весьма близок к ленточной глине и моренам, обнажающихся на дне и на побережье Вьянамери. Поскольку качественное соотношение глинистых минералов в вертикальном разрезе относительно постоянное, следует предполагать, что вторичные изменения, по-видимому, не оказывают существенного влияния на минеральный состав глинистого компонента.

На схемах распространения размерных фракций в поверхностном слое осадков отчетливо вырисовывается влияние донного рельефа и конфигурации береговой линии на дифференциацию седиментационного материала в пределах Вьянамери. Следует рекомендовать составления подобных схем и при изучении других водоемов (в том числе и озер), так как такие материалы наглядно раскрывают характер и особенности дифференциации седиментационного материала, а также характер обуславливающих их процессов.

Составленные геологические разрезы показывают, что комплекс морских осадков по гранулометрическому и минеральному составу довольно однообразен, что свидетельствует о малом изменении характера седиментационного материала накопившегося начиная с бореального времени.

Результаты палинологического изучения колонок донных осадков показывают, что в Вьянамери четко выделяются поздние и послеледниковые отложения. Первые представлены ленточной глиной, вторые — морскими осадками бореального (BO), атлантического (AT), суббореального (SB) и субатлантического (SA) климатических периодов. Имеющиеся данные пока еще не позволяют в пределах Вьянамери выделить осадков пребореального Иольдиевого моря (PB). Причиной этого можно считать интенсивный размыв дна, связанный с колебаниями уровня моря в пребореальное время; не исключена также возможность, что в пребореальном периоде уровень моря был даже ниже современного.

Приведенные в настоящей книге материалы по исследованию донных осадков Вьянамери далеко не исчерпывают все стороны и особенности седиментации в пределах этой полузакрытой небольшой по площади части Балтики. Пока нами здесь уделено недостаточное внимание изучению геохимических аспектов седиментации. Однако, автор надеется, что пред-

ставленные данные способствуют дальнейшему углубленному и разностороннему изучению основных закономерностей мелководной седиментации Балтики в целом, а также служат основой для практической деятельности человека в пределах Вайнамери.

VAINAMERE PÕHJASETTED

Raamatus antakse ülevaade umbes 2000 km² pindalaga Väinamere (Muhu väinad) põhjasetete koostisest, leviku seaduspärasustest ning tekketingimustest. Võrdlusmaterjalina lisatakse andmeid ka mõningate teiste Eesti rannikumere piirkondade (Pärnu ja Keibu laht) ning Läänemere osade põhjasetete kohta.

Sissejuhatavad peatükid annavad ülevaate Väinamere piirkonna kliimast ja hüdroloogilistest tingimustest, mis määravad otseselt või kaudselt sedimentatsiooni iseärasused. Samuti iseloomustatakse ala geoloogilist ehitust ning neotektoonilisi ja nüüdisliikumisi, kuna need tegurid mõjutavad otseselt settimistingimusi ning Väinamere varustamist settematerjaliga. Lühidalt peatutakse ka Väinamere põhjasetete senisel uurimisel ning valgustatakse väli- ja laboratoorseid uurimismeetodeid ning põhjasetete klassifitseerimisega seotud küsimusi.

1973.—78. aastail Väinamere piires läbi viidud ekspeditsiooni del kogutud materjalide analüüsi tulemusel esitatakse selle unikaalse ja omapärase Läänemere osa põhjasetete levikuskeem koos mitmete settekomponentide (lõimisefraktsioonid, enamlevinud mineraalid, amorfne SiO₂ jmt.) jaotumise skeemidega, mis võimaldavad saada hea ülevaate sedimentatsiooni iseloomust ja seaduspärasustest. Põhitähelepanu on sealjuures pööratud põhjasetete struktuuri (lõimise) ning liiva-aleuriidi komponendi mineraalse koostise iseärasuste ning tekketingimuste väljaselgitamisele. Rööbiti esitatakse ka sarnaseid ning erinevaid jooni, võrreldes teiste Läänemere piirkondade (peamiselt monograafia "Геология Балтийского моря", 1976 alusel) põhjasetetega.

Valdav enamus Väinameres settivast purdmaterjalist on pleistotseensete setete (peamiselt moreeni ja viirsavi) kulutusproduktid, mis eustaatilise transgressiooni ja neotektoonilise tõusu koosmõju tulemusena on mitmekordselt ümber settinud. Põhjasetete lõimis-

analüüsi alusel võib väita, et Väinameres setib peamiselt peenliiva (0,25–0,1 mm) ja jämealeuriidi (0,1–0,05 mm) komponent. Enamus peenemaid (alla 0,05 mm) osakesi kantakse hoovustega Väinamerest välja ning vaid teatud osa setib vaikseveelistes akvatöömiosades (Matsalu ja Haapsalu lahes jm.).

Settematerjal kantakse Väinamerre mitmel viisil. Põhilise osa annab siinjuures veealuse rannanõlva ning madalike kulutus. Lokaalne tähtsus on jõgede (Kasari jt. väiksemad jõed) poolt kantaval materjalil, rannajärsakute kulutusproduktidel, tuule ja jää kandel ning põhjavetega kohale kantaval settematerjalil.

Kõrvutades Väinamere põhjasetete liiva-aleuriidi komponendi mineraalset koostist peamiste lähtekivimite (paleosoikumi karbonaatkivimid, moreen, viirsavi) mineraalse koostisega, võib öelda, et meresetetes nagu pleistotseeni seteteski on suure tähtsusega suhteliselt vähepüsivad mineraalid — päevakivid, amfiboolid ja pürokseenid.

Võrreldes Väinamere põhjasetete mineraalset koostist teiste Läänemere piirkondadega oleks otstarbekas A. Blažtšišini (Блажчишин, 1976) poolt välja eraldatud paleosoilise terrigeen-mineraloogilise makroprovintsi koosseisus piiritleda ühtset Eesti ehk varapaleosoikumi (O+S) karbonaatkivimeil levivat terrigeen-mineraloogilist provintsi, millele on iseloomulik raskes allfraktsioonis suur amfiboolide, granaatide ja purdsete karbonaatide (kaltsiit, dolomiit), püriidi, purdsete fosfaatide (kollofaan, dalliit) ning üksikute glaukoniiditerade esinemine.

Väinamere põhjasetete savimineraalide kompleks on väga lähedane selle veekogu põhjas ning rannikul levivas moreenis ja viirsavis esinevale. Enamlevinumaiks savimineraalideks on hüdrovilgud, vähem esineb kloriite, kaoliniiti, montmorilloniite ning segakihilisi moodustisi. Kuna läbilõigetes selgepiirilisi savimineraalide kvalitatiivseid muutusi pole täheldatud, on põhjust arvata, et setteis asetleidvad sekundaarsed muutused ei ole oluliselt mõjutanud meresetetes esineva savimineraalide koosluse kujunemist.

Erineva terajämedusega settekomponentide (lõimisefraktsioonide) levikuskeemide põhjal võib öelda, et kõrvuti lainetuse ja hoovustega on settematerjali diferentseerumisele väga suur mõju rannajoone liigestatusel ning põhjareljeefil. Niisuguste skeemide kasutamine annab põhjaliku ülevaate granulomeetrilise diferentsiatsiooni iseärasustest ning neid põhjustavaist tegureist uuritava veekogu või

selle osa piires ning seetõttu on analoogsete skeemide koostamine otstarbekas ka teiste settebasseinide (sealhulgas ka suurjärvede) uurimisel.

Koostatud geoloogilised läbilõiked näitavad, et meresetete koostis on ajas vähemuutlik. Palünoloogiliste uuringute põhjal on võimalik välja eraldada hilis- ja pärastjääaegseid setteid. Esimeste hulka kuuluvad viirsavid, kuna holotseenis on kujunenud boreaalse (BO), atlantilise (AT), subboreaalse (SB) ja subatlantilise (SA) kliimaperioodide ehk valdavalt Antsülusjärve, Litoriina- ja Limneamere põhjasetted. Senise uurimistöö tulemused ei luba Väinamere piires eristada preboreaalse (PB) Joldiamere setteid.

Väinamere põhjasetete koostise ning tekketingimuste tundmaõppimine pakub suurt teoreetilist huvi. Niisuguseid madalaid mereosi, kus veevahetus avamerega toimub ainult kitsaste väinade kaudu, leidub vähe. Seetõttu on nüüdisaegsete meresetete kujunemisel Väinameres oma eripära, mis on põhjustatud lainetusest ja hoovustest.

Meie töö tulemused on hõlpsasti kasutatavad rakenduslike ülesannete täitmisel. Esmajoones tuleb nimetada meresetteid — kruus, liiv, peliidid (tervismudad) — kui maavarasid. Põhjasetete uurimine on vajalik ka inimese ja looduse vastastikuse mõju hindamisel ning looduskaitse probleemide lahendamisel. Väinamere piiresse jääb rahvusvahelise tähtsusega Matsalu märgala, mille igakülgne uurimine ja kaitsmine on väga vajalik. Meie töötulemuste vahetuiks kasutajaiks on hüdrorajatiste projekteerijad ja ehitajad.

BOTTOM DEPOSITS OF THE VÄINAMERI SEA

The investigations of the composition, distribution and formation regularities of bottom deposits of Väinameri Sea are systematized and summarised in this book. Väinameri is a unique part of Baltic located between the West-Estonian islands (the Moonsund Archipelago) and the mainland of Estonia, a water basin 2000 km² in area. The data on bottom deposits for some other Estonian coastal regions (Pärnu and Keibu Bays) and some opened Baltic areas serve as comparison.

In the introductory chapter main features of the climatic and hydrological conditions are characterized. They account directly

or indirectly for peculiarities in sedimentation. Attention is paid to geological structure, neotectonic and recent movements of the Earth's crust as these factors have an influence to the sedimentation. Brief survey is given on the hitherto studies of bottom deposits of the Väinameri, field and laboratory methods and classification of bottom deposits.

The distribution map of bottom deposits is based on data collected during sea expeditions within the boundaries of the Väinameri Sea in 1973–78. It deals also with the distribution of several sedimentation components (grain-size fractions, more frequent minerals, amorphous SiO_2 , etc.) which contribute to the understanding of the regularities and character of sedimentation. At that, main attention is paid to the elucidation of the texture of bottom deposits and to the peculiarities and formation conditions of the mineral composition of sand-aleurite component. In parallel the author have brought out similar and different features as compared with bottom deposits in other Baltic areas (mainly in the basis on the monograph "Geology of the Baltic Sea", 1976).

The majority of the clastic material in the Väinameri Sea is represented by marine erosion products of Pleistocene deposits (till and varved clays, prevailingly) which have experienced recurrent resedimentation due to the joint action of eustatic transgression and neotectonic uplift. Grain-size analyses of bottom deposits show that fine sand (0,25–0,1 mm) and coarse aleurite (0,1–0,05 mm) are the main sedimentary components in the Väinameri Sea. Vast majority of fine particles are carried out of the Väinameri by currents, and only a little part of them is sedimented in it's still-water areas (Matsalu and Haapsalu Bays, and some other regions).

There are different ways of carrying sediments into the Väinameri Sea, but the main share belongs to the submarine slope abrasion caused by waves. The other sedimentary factors such as river transport, abrasion of coastal scarps, aeolian and ice drift have only local importance.

Comparing the mineral composition of the sand-aleurite fraction of bottom deposits in the Väinameri with that of main initial rocks (Palaeozoic carbonate rocks, till, varved clays) it appears

that marine deposits are as initial Pleistocene ones rich in unstable minerals, such as feldspars, amphiboles and pyroxenes.

For the comparison of mineral composition of bottom deposits of the Väinameri Sea with that of other Baltic areas it's possible to define within the Palaeozoic terrigene-mineralogical macro-province distinguished by Blazhtshishin (Блажчишин, 1976) unitary Estonian terrigene-mineralogical province distributed on Early-Palaeozoic (O+S) carbonate rocks. This Estonian province is characterized by high content of amphiboles and granates and steadily occurrence of clastic carbonates (calcite, dolomite), pyroxene, clastic phosphate (collophane, dallite) and single grains of glauconite in the heavy subfraction.

The clay mineral complex of bottom deposits of the Väinameri Sea is rather similar to that in till and warped clays distributed on the bottom of the basin and at the coast. Hydromicas are the most frequent clay minerals, whereas chlorites, kaolinite, montmorillonites and mixed-layered formations are not so common. There are no distinct quantitative changes in clay mineral composition in sections and it permits to conclude that the secondary changes in deposits have not significantly influenced the formation of clay mineral association in marine deposits.

The distribution schemes of various grain-size fractions show that alongside waves and currents the bottom relief and the ruggedness of coastline are also of great importance for the differentiation of sedimentary material. Such schemes give a profound survey on the peculiarities of grain-size differentarities of grain-size differentiation and the factors accounting for these peculiarities within the boundaries of the whole basin or its single areas. Therefore the compilation of such schemes would be advisable on studying other sedimentation basins as well (including big lakes).

Geological sections show that the composition of marine deposits has changed only a little with time. By palynological studies it's possible to distinguish late- and post-glacial deposits in the Väinameri Sea. Late-glacial deposits are represented by warped clays, whereas in Holocene the deposits of Ancylus Lake, Litorina and Limnea Seas are formed.

The study of the composition and formation of bottom deposits of the Väinameri Sea is of great theoretical interest. Such shallow sea areas where the water exchange with the open sea

proceeds only through narrow straits are rather rare. Therefore, the formation of recent marine deposits in the Väinameri has its peculiarities owing to the action of waves and currents.

The results of our studies have also the practical application. First of all we should consider marine deposits, such as gravel, sand and curative mud as natural resources. The study of bottom deposits is also of urgent need while estimating mutual relations between man and nature and solving the problems connected with nature protection. The area of the Väinameri Sea includes Matsalu State Nature Reserve, profound study and protection of which is of urgent necessity. Our study results are used of fishery, marine biology, sea transport and hydrobuildings.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеева Л. В. Ледовые условия в проливах Муху-Вяйн. — Сб. работ Таллинской ГМО, 1967, вып. 5, с. 30—54.
- Алексеева Л. В., Колесникова М. Д. Наводнения у берегов Эстонской ССР 18 октября 1967. — Сб. работ Таллинской ГМО, 1970, вып. 7, с. 56—72.
- Атлас волнения и ветра Балтийского моря. — Таллин: Валгус, 1965, ч. 1. 88 с.
- Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря. — Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1960, т. 32, с. 15—95.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных морских водоемов. — Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1960, т. 32, с. 3—14.
- Блажчишин А. И. Геологическое строение и донные осадки Балтийского моря. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. — Калининград, 1972., 32 с.
- Блажчишин А. И. Типы донных осадков. — В кн.: Геология Балтийского моря, Вильнюс, 1976 а, с. 187—212.
- Блажчишин А. И. Минеральный состав донных осадков. — В кн.: Геология Балтийского моря, Вильнюс, 1976 б, с. 221—254.
- Блажчишин А. И. Основные химические компоненты в донных осадках. — В кн.: Геология Балтийского моря, Вильнюс, 1976 в, с. 255 — 287.
- Блажчишин А. И., Гуделис В. К., Литвин В. М., Свиридов Н. С., Харин Г. С. Геологическое строение дна. — В кн.: Геология Балтийского моря, Вильнюс, 1976, с. 35—94.
- Блажчишин А. И., Ратеев М. А., Хитров М. Б. Глинистые минералы и их локализация в верхнем слое современных осадков Балтийского моря. — Балтика, 1977, № 6, с. 137—154.
- Блажчишин А. И., Усонис М. М. Особенности осадкообразования в юго-восточной части Балтийского моря по данным минералогического анализа. — Балтика, № 4, 1970, с. 115—144.

- Блажчишин А. И., Шуйский Ю. Д. Питание Балтийского моря терригенным материалом — Литол. и полезн. ископаемые, 1973, № 3, с. 141—145.
- Болдырев В. Л., Гуделис В. К., Шуйский Ю. Д. Берега Балтийского моря и их роль в поставке осадочного материала. — В кн.: Геология Балтийского моря, Вильнюс, 1976, с. 141—158.
- Валлнер Л. А., Желнин Г. А. Новая карта изобаз территории ЭССР. — В кн.: Современные движения территории Прибалтики, Тарту, 1975, с. 48—57.
- Викулова М. Ф. Современное состояние и пути развития методики минералогического изучения глин. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, к. 3-я и 4-я, Львов, 1956, с. 543—563.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—566.
- Геология Балтийского моря. под ред. В. К. Гуделиса и Е. М. Емельянова. — Вильнюс: Мокслас, 1976. 383 с.
- Гуделис В. К. Современные поздние и послеледниковые движения земной коры Прибалтики. — В кн.: Современные движения земной коры. Тез. докл., Таллин, 1972, с. 37—39.
- Гуделис В. К. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. — Вильнюс, Минтис, 1973, 264 с.
- Гуделис В. К. К вопросу о природе и характере проявления современных движений земной коры в условиях материковых платформ. — В кн.: Современные движения территории Прибалтики, Тарту, 1975, с. 6—12.
- Емельянов Е. М. Малые и рассеянные элементы в осадках. — В кн.: Геология Балтийского моря, Вильнюс, 1976, с. 288—306.
- Емельянов Е. М. Титан в осадках Средиземного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 6, с. 3—18.
- Желнин Г. А. Применение метода повторных нивелировок для изучения вертикальных движений земной коры на территории Эстонской ССР. — В кн.: Современные движения земной коры, т. I, М., 1963, с. 95—100.
- Желнин Г. А. О колебательном характере современных движений земной коры в Эстонской ССР. — В кн.: Современные движения земной коры, т. 2, Тарту, 1965, с. 241—247.
- Желнин Г., Валлнер Л., Сильдвэз Х. Результаты первого этапа изучения современных движений земной поверхности территории ЭССР. — В кн.: Современные движения территории Прибалтики, Тарту, 1975, с. 95—100.
- Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. I. Волновые процессы — М: Водный транспорт, 1946. 496 с.
- Зенкович В. П. Основы учения и развития морских берегов. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
- Зубов Н. Н. О классификации осадочных пород и донных отложений по механическому составу. — Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, 1950, т. 82, вып. 2, с. 191—197.
- Зубов Н. Н. Основы учения о проливах Мирового океана. — М: Гос. изд. геогр. литературы, 1956. 236 с.
- Кагнер М. Н. Состав и свойства ленточных глин Северо-Запада России. — Изв. вузов "Геология и разведка", 1959, № 10, с. 35—47.

- Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Изучение подводного рельефа в океанологических экспедициях. — Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1960, т. 14, с. 3—53.
- Каск Ю. О химическом составе донных осадков Вьянамери (Балтийское море). — В кн.: Новые методы в геологии Эстонии, Таллин, 1981, с. 35—48.
- Каск Ю., Лутт Я. Об особенностях формирования залежей лечебных грязей на примере месторождений Хаапсалу, Воози и Суурлахт. — В кн.: Физические, изотопно-геохимические и геологические методы в изучении антропогена Эстонии, Таллин, 1979, с. 37—48.
- Каск Ю., Лутт Я., Пальгинымм В. О геологических аспектах формирования залежей морских лечебных грязей Эстонии. Тезисы докл. IX Эстонской республиканской научн. конференции по курортологии и физиотерапии, Пярну, 1981 а, с. 12—13.
- Каск Ю., Лутт Я., Пальгинымм В. Опыт изучения геологии эстонских лечебных грязей и дальнейшие перспективы их исследования. Тезисы докл. раб. совещания стран — членов СЭВ "Основные закономерности развития берегов Балтики", Таллин, 1981 б, с. 52—54.
- Каяк К. Древний рельеф Эстонии. — В кн.: VII конф. геологов Прибалтики и Белоруссии: Тез. докл., Таллин, 1970, с. 38—40.
- Каяк К., Кессел Х., Лийвранд Э. и др. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений Эстонии. — В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений Прибалтики, Вильнюс, 1976, с. 4—52.
- Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. — Л., Наука, 1974. 278 с.
- Кессел Х. Возраст донных отложений Балтийского моря в Западно-Эстонском архипелаге по палинологическим данным. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1980, т. 29, № 1, с. 17—23.
- Кессел Х., Давыдова Н., Блажчишин А. Пыльца и диатомовые из колонок глубоководных впадин Балтики. — Изв. АН ЭССР, Хим., Геол., 1973, т. 22, № 4, с. 345—354.
- Кессел Х. Я., Мийдел А. М. О поздние и послеледниковых движениях земной коры на территории Эстонии. — Изв. АН ЭССР, Хим., Геол., 1973, т. 22, № 3, с. 257—264.
- Кессел Х. Я., Порк М. И. К биостратиграфии донных отложений Балтики в пределах Эстонии. — В кн.: Палинологические исследования в Прибалтике, Рига, 1971, с. 93—110.
- Кессел Х., Раукас А. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринового моря в Эстонии. — Таллин, Валгус, 1967. 134 с.
- Кирикал Р. Ф. Режим волнения в проливах Муху-Вьян и прогноз его элементов. — Сб. работ Таллинской ГМО, 1967, вып. 5, с. 12—21.
- Кленова М. В. Классификация современных морских осадков. — Океанология, 1963, т. 3, вып. 3, с. 527—537.
- Климатический атлас ЭССР. — Таллин, Валгус, 1969. 209 с.
- Кресса Ы. Р. Опасные метеорологические явления в Эстонии. — Сб. работ Таллинской ГМО, 1970, вып. 7, с. 5—42.
- Кудинов Е. И. Вибропоршневая грунтовая трубка. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1957, т. 25, с. 143—152.
- Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. — М.: МГУ, 1961, 419 с.
- Леонтьев О. К. Краткий курс морской геологии. — М.: МГУ, 1963. 464 с.
- Лилиенберг Д. А., Сетунская Л. Б., Благоволин Н. С., Горелов С. К., Ни-

- конов А. А., Розанов Л. Л., Серебрянный Л. Р., Филькин В. А. Морфо-структурный анализ современных вертикальных движений Европейской части СССР. — Геоморфология, 1972, № 1, с. 3—18.
- Лисицын А. П. К обработке результатов механического анализа морских осадков. — Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1956, т. 19, с. 262—287.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадконакопления в Беринговом море. — М.: Наука, 1966. 574 с.
- Логвиненко Н. В., Барков Л. К., Усенков С. М. Некоторые особенности минералогического состава донных осадков восточной части Финского залива. — Вестн. ЛГУ, вып. 2, № 12, 1980, с. 9—17.
- Лоция Балтийского моря. Часть 1. Финский и Рижский заливы и пролив Мухувэйн. — М.: Госгидрометиздат, 1948. 486 с.
- Лоция Финского и Рижского залива с Моонзундом. — Л., 1930, 590 с.
- Лутт Я. О распределении тяжелых минералов по гранулометрическому спектру в поверхностном слое донных осадков восточной части Вьянамери (Балтийское море). — Изв. АН ЭССР, Хим., Геол., 1976, т. 25, № 1, с. 66—77.
- Лутт Я. О литологии песчано-алевритовых фракций морен и ленточных глин со дна Вьянамери (Западная Эстония). — Изв. АН ЭССР. Геол., 1980 а, т. 29, № 2, с. 63—72.
- Лутт Я. Некоторые черты формирования донных осадков Вьянамери по данным изучения их гранулометрического состава. — Изв. АН ЭССР, Геол., 1980 б, т. 29, № 2, с. 73—83.
- Лутт Я. К вопросу о скорости седиментации в Балтийском море по данным изучения мощности донных осадков. — Изв. АН ЭССР, Геол., 1982, т. 30, № 2, с. 69—74.
- Лутт Я. А., Орвику К. К. (мл.) О перспективах использования маломерных плавсредств при изучении верхней части шельфа. — Инф. Бюлл. № 3 Коорд. Центра стран-членов СЭВ по проблеме "Изучение химических, физических, биологических и других процессов важнейших районов Мирового океана и разработка современных технических средств для эффективного исследования его ресурсов", 1975, с. 78—83.
- Лутт Я., Калласте Т. О глинистых минералах в осадках Балтийского моря. — Изв. АН ЭССР, Геол., 1982, т. 30, № 3, с. 165—169.
- Малинин С. И. К методике водного механического анализа. — Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1951, т. 5, с. 108—113.
- Мардисте М. Р. Ветровой режим проливов Муху-Вяйн. — Сб. работ Таллинской ГМО, 1967, вып. 5, с. 5—11.
- Мардисте Х. Х. Течения проливов Муху-Вяйн. — Сб. работ Таллинской ГМО, 1964, вып. 2, с. 70—87.
- Мардисте Х. Х. Термический режим проливов Муху-Вяйн. — Сб. работ Таллинской ГМО, 1967, вып. 5, с. 22—29.
- Мардисте Х. Х. О ледовых условиях проливов Муху /Вьянамери/ и об учетывании их при движении по льду. — Уч. записки Тартуского госуниверситета. Тр. по географии, 1971, вып. 288, с. 44—53.
- Мардисте Х. Х. Физико-географические и гидрологические особенности проливов Муху (Вьянамери). — Автореф. дис. канд. геогр. наук. — Тарту, 1974. 34 с.
- Микайла В. В. Строение, литология и палеогеография крупнейших озерно-ледниковых водоемов Литвы позднеледникового времени и их

- геологическое значение. — Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. — Вильнюс: 1966. 22 с.
- Милло Ж. Геология глин. — Л. Недра, 1968, 359 с.
- Михайлов Ю. Д. Оценка приливных колебаний в Таллине и Кронштате. — Тр. ГОИН, 1962, вып. 69, с. 87—91.
- Морская геоморфология. Терминологический справочник. /Научн. ред. В. П. Зенкович и Б. А. Попов/. — М., Мысль, 1980. 280 с.
- Невесский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. — М., Наука, 1967. 254 с.
- Невесский Е. Н., Медведев В. С., Калинин В. В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. — М.: Наука, 1977. 236 с.
- Орвику К. К. (мл.) Донное питание пляжа щебнево-галечным материалом на поднимающемся побережье Эстонской ССР. — В кн.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965, с. 107—112.
- Орвику К. К. (мл.) Этапы развития небольших прибрежных островов в условиях поднятия земной коры на северо-западе Эстонии. — В кн.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры, Таллин, 1966, с. 45—54.
- Орвику Каарел. Морские берега Эстонии. — Таллин, Валгус, 1974. 112 с.
- Орвику К. К. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. — В кн.: Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике. Тарту, 1960, с. 120—143.
- Орвику К. К., Орвику К. К. (мл.) О распространении и литологии современных пляжевых песков Эстонии. — В кн.: Вопросы накопления и распределения тяжелых минералов в прибрежно-морских песках, Рига, 1960, с. 83—100.
- Орвику К. К., Орвику Каарел. О закономерностях строения и развития современного морского берега Эстонии. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1961, вып. VIII, с. 97—112.
- Осадкообразование в Балтийском море (Под ред. А. П. Лисицына и Е. М. Емельянова). М., Наука, 1981. 248 с.
- Паап Ю. А.-А. О методах обработки и интерпретации данных гранулометрии /на примере четвертичных отложений Северо-Восточной Эстонии/. — Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. — Таллин, 1972. 22 с.
- Пастухова Н. И. Гидрохимические характеристики как показатели поступления североморских вод в Балтийское море в 1950—1959 гг. — Тр. ГОИН, вып. 65, с. 168—187.
- Петелин В. П. О повышении качества ситового анализа морских осадков. — Океанология, 1964, т. 4, вып. 4, с. 695—698.
- Петелин В. П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. — М., Наука, 1967. 129 с.
- Петелин В. П., Алексина А. И. О выборе метода водного механического анализа морских донных осадков. — Океанология, 1961, т. 1, вып. 4, с. 717—733.
- Пиррус Э. А. Возможности прогноза керамических свойств ленточных глин Эстонской ССР на основе гранулометрических данных. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1963, вып. XII, с. 67—81.
- Пиррус Э. Ленточные глины Эстонии. — Таллин, Валгус, 1968. 143 с.
- Пиррус Э. А., Раукас А. В. Сравнительная литолого-минералогическая характеристика мелких фракций морен и ленточных глин Эстонской ССР. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1963, вып. II, с. 39—62.

- Победоносцев С. В. Современные вертикальные движения побережий морей, омывающих Европейскую территорию СССР. — Океанология, 1972, т. 12, вып. 4, с. 741—745.
- Пустельников О. С. Баланс осадочного материала и скорости современного осадкообразования в Балтийском море (по данным изучения взвеси). — Балтика, 1977, № 6, с. 155—160.
- Рандярв Ю. Ю. Современные движения земной коры в Прибалтике. — Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 2, с. 412—415.
- Рандярв Ю. Ю. Исследование современных вертикальных движений земной коры в Прибалтике геодезическим методом. — Автореф. дис. канд. физ.-мат. наук. М., 1968. 30 с.
- Раукас А. Минералогия морен Эстонии. — Изв. АН ЭССР, сер. физ.-мат. и техн. наук, 1961, т. X, № 3, с. 244—258.
- Раукас А. В. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. — Таллин, Валгус, 1978 а. 309 с.
- Раукас А. В. Об использовании некоторых литологических показателей для корреляции разновозрастных моренных горизонтов на примере Южной Эстонии. — В кн.: Вещественный состав основных морен. М., 1978 б, с. 39—50.
- Раукас А. О вещественном составе донных отложений Псковско-Чудского озера. В кн.: Донные отложения Псковско-Чудского озера. — Таллин, Валгус, 1981, с. 23—41.
- Раукас А. В., Рейнтам Л. Ю. Гранулометрический состав и некоторые физико-химические свойства основной морены последнего оледенения в Эстонии. — В кн.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. — Таллин, 1965, с. 31—44.
- Раукас А., Ряхни Э., Мийдел А. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. — Таллин, Валгус, 1971. 226 с.
- Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 4, Прибалтийский район, вып. 1, Эстонская ССР. — Л., Госгидрометиздат, 1972. 420 с.
- Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. — Л., ЛГУ, 1947, 213 с.
- Рухин Л. Б. Основы палеогеографии. — М., Гостоптехиздат, 1962. 684 с.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1969. 703 с.
- Рыбалко А. Е. К вопросу классификации современных морских осадков по гранулометрическому составу. — Вестник ЛГУ, 1971, № 6, с. 41—47.
- Рыбусокс А. Стратиграфия вирусской и харьвской серии /ордовик/ Северной Эстонии. — Таллин, Валгус, 1970. 345 с.
- Ряхни Э. О блоковых нетектонических движениях на территории Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1973, т. 22, № 4, с. 331—340.
- Савицкий С. И. Чрезвычайные метеорологические явления в Эстонии. — Сб. работ Таллинской ГМО, 1965, вып. 3, с. 12—28.
- Силур Эстонии /Под ред. Д. Л. Кальо.— Таллин, Валгус, 1970. 343 с.
- Сильдвэз Х. Х. Современные вертикальные движения земной коры на территории Эстонской ССР и возможные вызывающие их причины. Автореф. дис. канд. техн. наук. — М., 1978. 26 с.
- Справочник по климату СССР, вып. 4, ЭССР, ч. III, Ветер. — Л., Госгидрометиздат, 1966. 83 с.
- Стелле В. Я., Авдеева-Феодосеева И. Я., Ефимов А. Н., Саввантов А. С. Палиоистратиграфия донных осадков юго-восточной части Балтий-

- ского моря. — В кн.: Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Рига, Зинатне, 1976, с. 102—118.
- Стинкуле А. В. Состав и технологические свойства лимногляциальных глин Латвии. — Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. — Минск, 1967, 17 с.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. — М., Изд. АН СССР, 1954, 791 с., ил.
- Удинцев Г. Б., Лисицын А. П. Изучение слоистости современных морских отложений при помощи эхолота. — Докл. АН СССР, 1952, т. 88, № 5, с. 417—419.
- Усенко В. П. Классификация и номенклатура. — В кн.: Геология Азовского моря. — Киев, 1974, с. 60—64.
- Утсал К., Юргенсон Э. Минералогия метабентонитов Эстонии. — Изв. АН СССР. Хим. Геол., 1971, т. 20, № 4, с. 336—348.
- Чернявская Е. Н., Пастухова А. Г., Кудрявцева М. Э., Аунньш Э. А. Гидрохимический режим Балтийского моря. — Л., Госгидрометиздат, 1965, 168 с., ил.
- Шуйский Ю. Д. О воздействии крупных штормов на песчаные берега Восточной Балтики. — Океанология, 1963, т. 9, № 3, с. 401—409.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. — М., Недра, 1958, 416 с.
- Шурин А. Т. Донная фауна Рижского залива и условия ее распространения. — Тр. ВНИРО, 1960, т. 10, № 3, с. 37—60.
- Хомутова В. И. Палинологическая характеристика послеледниковых донных отложений центральных и юго-восточных районов Балтийского моря. — Балтика, 1977, № 6, с. 17—31.
- Юргенсон Э. Распределение и состав терригенного материала. — В кн.: Силур Эстонии, Таллин, 1970, с. 68—95.
- Юргенсон Э. Распределение глинистых минералов в силурийских породах Северной Прибалтики. — Изв. АН ЭССР, Геол., т. 27, № 3, 1978, с. 79—87.
- Юргенсон Э., Тийрмаа Р. О распределении глауконита в силурийских отложениях Прибалтики. — Изв. АН ЭССР, т. 21, Хим. Геол., 1972, № 2, с. 171—173.
- Якубовский О. В. Вертикальные движения земной коры на побережье Балтийского моря. — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1965, № 2, с. 225—232.
- Яркекюльг А. А. Донная фауна Матсалуского залива и района его устья. — Тр. Гос. зап. ЭССР, 1968, вып. 1, с. 63—84.
- Яркекюльг А. А. Экология распределения зообентоса в восточной части Балтийского моря. — Автореф. дис. доктора биол. наук. Таллин, 1975, 65 с.
- Яркекюльг А. Донная фауна восточной части Балтийского моря. — Таллин, Валгус, 1979, 381 с.
- Aaloe, A. Retk Kõinastu laiule. — Eesti Loodus, 1967, 7, 443—447.
- Aaloe, A., Middel, A. Eesti pangad ja joad. Tallinn, 1967, 72 lk.
- Astok, V. Kas Muhi väin, Väinameri või Lääne-Eesti väinastik. — Eesti Loodus, 1959, 5, 313.
- Correns, K.W. Sedimente des äquatorialen Atlantischen Ozeans. Deutsche Atlantische Expedition "Meteor" 1925—27, Bd. III, Wiss. Ergebn., Nr. 3, 1937.

- Dreyer, F., Kand, M. Radioaktivitätsmessungen am estländischen Heilschlammen. Beiträge zur Kunde Est-, Liv- und Kurlands, Bd. 9, H. 9–10, 1923, S. 137–153.
- Folk R.L. A review of grain-size parameters. — *Sedimentology*, 1966, 16, pp. 5–54.
- Friedman G.M. Distinction between dune, beach and river sand from their textural characteristics. — *Journ. Sed. Petr.*, 1961, 31, pp. 514–529.
- Friedman G.M. Dynamic processis for size frequency distribution of beach and river sands. — *Journ. Sed. Petr.*, 1967, 37, pp. 327–354.
- Hermann, U. Kuidas Virtsu sai poolsaareks. — *Eesti Loodus*, 1970, 1, 14–16.
- Inman, D. Measures for describing the size distributions of Sediments. — *Journ. Sed. Petr.* 22, 1952, pp. 125–145.
- Järvekülg, A. Väinamere põhjaloomastik. — *Rmt.: Lääne-Eesti rannikualade loodus*. Tallinn, Valgus, 1970, 42–59.
- Kask, J. Eesti tervismudad ja nende uurimine. — *Eesti Loodus*, 1976, 7, 430–434.
- Kask, J., Lutt, J., Orviku, K. Mõnda Väinamere idaosa põhjasetetest. — *Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1975/76*. Tallinn, Valgus, 1978, 63–74.
- Kessel, H. Balti mere arenemisest ENSV territooriumil holotseenis. — *ENSV TA Geol. Inst. Uurimused*, 1961, VII, 167–185.
- Kessel, H. Läänemere põhjasetete vanus. — *Eesti Loodus*, 1976, 3, 155–160.
- Kessel, H., Punning, J.-M. Pilk Läänemere geoloogilisse minevikku. — *Eesti Loodus*, 1972, 9, 548–553; 10, 612–616.
- Kildema, K. Kivide rändamisest rannikul. — *Eesti Loodus*, 1958, 2, 104.
- Kildema, K. Lääne-Eesti saarestik ja tektoonika. — *Eesti Loodus*, 1970, 11, 666.
- Kirde, K. Andmeid Eesti kliimast. — *Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi Teaduslikud Väljaanded*. Tartu, 1939, 152 lk.
- Kirde, K. Terminiõidud Eesti välisvetes 1935–1939. — *Loodusvarade Instituudi avaldised*, 1940, 5, 51 lk.
- Klaamann, E. Saastna "kassikullast". — *Eesti Loodus*, 1962, 3, 166–167.
- Krumbein W.C. Size frequency distributions of sediments. — *Journ. Sed. Petr.*, 4, 1934, pp. 65–77.
- Krumbein W.C. Application of logarithmic moments to size frequency distributions of sediments. — *Journ. Sed. Petr.*, 6, 1964, pp. 35–47.
- Kuulpak, H. Laiendati looduskaitsealuseid maid. — *Eesti Loodus*, 1980, 2, 73–74.
- Kurrik, W. Eesti sadamate jääolud. — *Laevandus*, 1922, 11(31), 291–292.
- Kõpman, L. Eesti NSV ravimudad vajavad kaitset. — *Eesti Loodus*, 1964, 5, 275.
- Köster, E. *Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse*. Carl Hauser Verlag, München, 1960, 172 S.
- Lannus, P. Kasari tasandiku arteesiakaevud. — *Eesti Loodus*, 1939, 2/3, 60–65.
- Lisitzin, E. *Die Gezeiten des Finnischen Meerbusens*. — *Fennia*, 1945, Bd. 68, 2, 19 S.
- Luha, A. Kessela. — *Loodusvaatleja*, 1930, 6, 169–174.
- Lutt, J. Millist meresetete klassifikatsiooni valida. — *Eesti Loodus*, 1980, 10, 658–660.
- Lutt, J. Väinamere põhjasetted. — *Eesti Loodus*, 1979, 1, 38–41.

- Lutt, J., Kask, J. Haapsalu, Suurlahe ja Voosi leiukohtade tervismuda. — Eesti Loodus, 1980a, 1, 18–23.
- Lutt, J., Kask, J. Matsalu lahe põhjasetted. — Loodusvaatlusi 1978. I, Tallinn, 1980b, 166–178.
- Lutt, J., Orviku, K. Väikelaevad geoloogilistel uurimistel. — Eesti Loodus, 1975, 11, 637–638.
- Läänemaa. Eesti. Maateaduslik, majanduslik ja ajalooline kirjeldus. Kd. VIII, Tartu, 1939, 318 lk.
- Maide, J. Eesti tervismuda. — Looduskaitse, II, 1940, 246–270.
- Manheim, F.T. A geological profile in the Baltic Sea. — Geochim. and Cosmochim. Acta, 1961, 1.
- Mason C.C., Folk R.L. Differentiation of beach, dyne and aeolian flat environments by size analysis Mustang, Islands, Texas. Journ. Sed. Petr., 28, 1958, pp. 211–226.
- Mardiste, H. Väinameri. — Rmt.: Lääne-Eesti rannikualade loodus, Tallinn, "Valgus", 1970, 7–16.
- Merejää vaatlused 1938/1939 a. talvel Eestis. Loodusvarade Instituudi Avaldised, 1940, 4, 20 lk.
- Merevee temperatuuri, soolsuse ja voolu vaatlused 1929–1934. Tartu Ülikooli Eesti Veekogude Uurimise Komisjoni Väljaanne, 1936, 25, 118 lk.
- Mey, J. Baltimore hüdrograafia. — Laevandus, 1922, 4, 86–91; 5, 114–116; 7, 179–182; 8, 210–212; 9, 246–248; 11, 293–294.
- Mey, J. Lühike ajalooline ülevaade hüdrograafilistest meremõõtmistest Eesti vetes ja mis sel alal Eesti iseseisvuse ajal tehtud. — Topo-hüdrograafia aastaraamat, Tallinn, 1924, 5–43.
- Mey, J. Eesti rannik ja meri. — Rmt.: Eesti. Maa. Rahvas. Kultuur. Tartu, 1926, 18–30.
- Mey, J. Eesti Loots. Meresõidu ja lootsiasjanduse käsiraamat. Tallinn, 1927, 207 lk.
- Miidel, A., Tavast, E. Eesti mattunud orud. — Eesti Loodus, 1978, 2, 105–110.
- Miilmets, A. Matsalu. Tallinn, 1981, 56 lk.
- Orviku, K. Tänapäeva ranniku geoloogiast Muhu saarel ja Pärnu-Virtsu vahelisel alal. — LUS-i Aastaraamat, 1960, 53, 77–84.
- Orviku, K. Eesti rannikusetete litoloogiast. — Geoloogilised märkmed, 1961, 2, 48–51.
- Orviku, K., Orviku, Kaarel. Jooni tänapäeva ranniku geoloogiast. ENSV TA Geoloogia Instituudi Uurimused, 1961, VII, 187–202.
- Orviku, K. jun., Orviku, K. Über die Beständigkeit der Entwicklung der Küsten im Estlandischen Küstengebiet in der Spätglazialzeit im Holozän und in der Gegenwart. — ENSV TA Toimetised. Keemia. Geoloogia. 1969, 18, 128–139.
- Paakspuu, V. Teaduslikust tööst Matsalu Riiklikul Looduskaitsealal. Matsalu märgala — uue kategooria looduskaitseobjekt Eesti NSV-s. Ettekannete teesid, 1978, 20–23.
- Page, H.G. Phi-millimeter conversion table. Journ. Sed. Petr. 25, 1955, pp. 285–292.
- Parts, A. Pinnaliikumisi Läänemere ümbruses. — Loodusvaatleja, 1930, 5, 133–138.
- Parts, A. Noarootsi liitumisest mandriga. — Loodusvaatleja, 1934, 2, 34–42.
- Pork, K. Kasari jõe alamjooksu luha taimkate. — Rmt.: Matsalu maastik ja linnud. Ornitoloogiline kogumik. Tallinn, Valgus, 1973, VI, 49–50.

- Ratas, U. Vormsi loodusest. Tallinn. Valgus, 1977, 58 lk.
- Raukas, A. Mandrijää liikumisest Eestis. — "Eesti Loodus", 1961, 5, 259—264.
- Raukas, A. Purdkivimite terasuuruse klassifikatsioon. — ENSV TA Geol. Inst. Tallinn, 1964, 26 lk.
- Raukas, A. Purdkivimite ja purdsetete klassifikatsioon terasuuruse järgi. Tallinn, 1981, 22 lk.
- Raukas, A., Punning, J.-M., Rähni, E. Millal taandus Eestist mandrijää. — Eesti Loodus, 1969, 7, 369—401.
- Saarso, M. Kuidas jää mõjutab põhjasetete kujunemist meres. — Eesti Loodus, 1981, 11, 732—735.
- Sager, G. Gezeiten und Gezeitenströme in der Ostsee. — "Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Rostock, 1967, Jg. XVI, Mat.-Nat. Wissenschaftliche Reihe, H 9/10, 1215—1217.
- Schlossmann, K. Estonian curative sea-muds and seaside health resorts. Boreas Publ., London, 1939, 164 p.
- Tammekann, A. Die präglazialen Züge der Oberflächengestaltung Estlands. — Apoph. Tartu, Soc. Litt. Est. in Suecia, Stockholm, 1949, 440—452.
- Trei, T. Materjale Väinamere põhjataimestiku ja töõnduslike punavetikate kasvamise võimaluste kohta. — ENSV TA Toimetised. Bioloogia, 1965, XIV, 2, 180—196.
- Trei, T. Väinamere põhjataimestik. — Rmt.: Lääne-Eesti rannikualade loodus. Tallinn, "Valgus", 1970, 27—41.
- Toots, E., Ohak, H. Missugune oli ilm augustiraju ajal? — "Eesti Loodus", 1967, 12, 718—721.
- Utsal, K. Eestis leiduvatest savimineraalidest. LUS-i aastaraamat, kd. 60, 13—27.
- Vadi, V. Eesti tervismuda. TRÜ Toimetised, 1947, 143 lk.
- Vagane, E., Kõpman, L. Hiiumaa ravimudast ja selle kasutamisest. — Nõuk. Eesti Tervishoid, 1961, 2, 31—34.
- Varep, E. Kas siiski mitte Väinameri? — Eesti Loodus, 1959, 5, 313—314.
- Viiding, H., Kala, E., Pobul, E. Paluküla mõistatus laheneb. — Eesti Loodus, 1969, 8, 469—474.
- Vilbaste, G. Tervismuda kaitsealad. — Loodushoid, 1939, 4, 210—211.
- Wichmann, A. Hydrographische Vorarbeiten für Hafenanlagen an der estländischen Küste. Baltische hydrologische und hydrometrische Konferenz. 1928, 12 S.
- Õpik, A., Laasi, A. Läänemaa geoloogia. — Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi Toimetised, 1937, 51, 29 lk.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	ВВЕДЕНИЕ	3
1.	ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ	7
	1. 1. Расположение, границы	7
	1. 2. Климатические и гидрологические условия	9
2.	КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ	23
3.	МЕТОДИКА РАБОТ, ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ	26
4.	ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОБУСЛАВЛИВАЮЩИЕ СЕДИМЕН- ТАЦИЮ	34
	4. 1. Четвертичные породы	35
	4. 2. Четвертичные отложения	38
	4. 3. Тектонические движения земной коры	51
	4. 4. Рельеф дна	55
	4. 5. Характеристика берегов	56
	4. 6. Питание Вяйнамери седиментационным материалом	60
5.	ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ	64
	5. 1. Типы донных осадков и их распространение	64
	5. 2. Распространение размерных фракций в поверхностном слое осадков	109
	5. 3. Сортированность осадков	121
6.	МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДКОВ	129
	6. 1. Минеральный состав песчаных фракций	130
	6. 2. Минеральный состав алевритовых фракций	139
	6. 3. Глинистые минералы	171
7.	ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКОВ	177
8.	ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ВЯЙНАМЕРИ	193
9.	АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ	216
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	221
	Väinamere põhjasetted. Resümee	224
	The bottom sediments of Väinameri. Summary	226
	ЛИТЕРАТУРА	229

Академия наук Эстонской ССР. Институт геологии.
Яан Лутт. Донные осадки Вайнамери.

Редактор Х. Хейноя.
Художественный редактор Х. Пузанов.
Технический редактор Э. Сагрис.
Корректор И. Пикнер.
ИБ № 4847

Сдано в набор 23. 05. 84.
Подписано в печать 29. 11. 84.

МВ-08168
Формат 60 x 84/16.

Бумага типографская № 1
Гарнитура шрифта Сенчери.
Офсетная печать

Текст набран в издательстве на машине фирмы ИБМ.

Усл. печ. л. 14,0.

Усл.-кр.-отт. 14,36.

Уч.-изд. л. 13,45.

Тираж 400.

Заказ № 4750.

Цена 2 р. 10 к.

Заказное.

Издательство "Валгус", 200090, Таллин, Пярнуское шоссе, 10.
Типография "Пярнутрюкк", 203600 Пярну, ул. Ринги 1.

Рyb. 2.10

III F

ДОННЫЕ ОСАДКИ ВЯЙНАМЕРИ

Яан Лутт

**ДОННЫЕ
ОСАДКИ
ВЯЙНАМЕРИ**

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
4	Рис. 1. (подпись) 4-я сверху	залив.	залив; 8—Центральная Балтика
5	10-я сверху 23-я сверху	большой проводимые	большей приводимые
8	рис. 2 (подпись) 7-я сверху	Суур-Вяйн; 9—Матсалу- луский залив; 10—юж- ная часть пролива Суур-Вяйн	Суур-Вяйн.
11	рис. 3 (подпись) 2-я сверху 4-я сверху	(Mardiste, 1973) (1973)	(Mardiste, 1973 ¹) (1973 ¹)
24	рис. 8 (подпись) 3-я сверху	супески	супеси
28	14-я снизу 3-я снизу	дистигратора $S_0 = \frac{Q_3}{Q_1}$	диспергатора $S_0 = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$
29	1-я снизу 3-я сверху 23-я снизу	$Md = X_{Md} + \frac{-\frac{f}{2} - W}{f_{Md}}$, Md химический	$Md = X_{Md} + \frac{K(\frac{\Sigma f}{2} - W)}{f_{Md}}$ f_{Md} химический,
30	14-я снизу	делаются	даются
39	19-я снизу	—0,01—0,005 мм)	(0,01—0,005 мм)
50	рис. 15 (подпись) 2-я сверху	5,50 см	5—50 см
56	6-я сверху	море	моря
57	1-я сверху	jt.	jn.
58	11-я снизу	склоне в	склоне. В
69	7-я снизу	часта	частая
72	6-я снизу	73—32) —	73—32 —
81	16-я и 15-я снизу	Так, содержание пре- обладающего компонен- та и отличительные черты. Так, знание	Так, значение
138	20-я сверху	от осадка	от Md осадка
146	рис. 46 (подпись) 2-я сверху	T:O ₂	Ti O ₂
191	4-я сверху	A _{IV}	A _{VI}
194	рис. 62 (подпись) 2-я сверху 2-я сверху 5-я сверху	L ₁₁₆ A _{IV}	L ₁₁₆ A _{VI}
202.	11-я сверху	колонка	колонкой
218	8-я сверху	вышечем	выше чем
На стр. 84 переставить подписи к рис. 22 и 23.			
			 1
			 2
			 3
			 4
			 5
			 6
			 7
			 8
			 9
			 10
			 11
			 12