

ОСОБЕННОСТИ ПОСТАВКИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КЛАСТОГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ОХОТСКОМ МОРЕ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

А.Н. Деркачев, Н.А. Николаева, С.А. Горбаренко

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Изучен минералогический состав осадков из колонок, отобранных в Охотском море по трем широтным профилям. На основе обобщения полученных данных с использованием методов многомерной статистики выделены основные ассоциации тяжелых минералов; выявлены особенности в изменении условий поставки и распределения кластогенного материала за период до 350 тыс. лет назад. Прослежено значительное влияние твердого стока р. Амур на процессы осадконакопления. Периоды усиления стока и увеличения дальности разноса материала согласуются с этапами позднеплейстоценового потепления. Приведены схемы соотношения кластогенного материала в осадках, связанного с поступлением из Амуро-Сахалинской и Курило-Камчатской питающих провинций, для четырех временных срезов позднего плейстоцена–голоцена. Изучены и идентифицированы прослой вулканического пепла, явившиеся хорошими возрастными реперами.

Ключевые слова: осадки, ассоциации тяжелых минералов, факторный анализ, питающие провинции, поздний плейстоцен, палеореконструкция.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение минералогического состава донных осадков наряду с исследованием их основных структурно-вещественных и текстурных характеристик имеет большое значение при раскрытии закономерностей осадконакопления в современных седиментационных бассейнах. Значительное количество работ, затрагивающих проблемы формирования минералогического состава осадков, убедительно показывают важность проведения подобных исследований для целей реконструкции палеогеографических условий осадконакопления [2, 7, 17, 23, 27, 30, 45, 46, 64, 70–72, 74 и др.]. Было установлено, что минералогический состав осадков несет значительную информацию о процессах, протекающих как непосредственно в бассейнах осадконакопления, так и на прилегающих участках суши. В последние годы значение исследований минерального состава возрастает в связи с усилением интереса к структурно-вещественному направлению в учении об осадочных формациях [56], позволяющему более объективно подходить к реконструкциям осадконакопления бассейнов и их эволюции.

Охотское море относится к окраинноморским седиментационным бассейнам Востока Азии. Большая часть его водосборного бассейна расположена в умеренно-гумидном климате, для которого характерны резкие сезонные колебания температуры и влаж-

ности [53], в связи с чем здесь преобладают процессы физического выветривания горных пород с образованием полимиктовых продуктов разрушения. Поставку обломочного материала обеспечивают абразия берегов, вулканическая деятельность (Курилы, Хоккайдо, Камчатка), а также твердый речной сток [5]. Следует отметить, что большая часть обломочного материала поступает со стоком реки Амур (25 млн т/год) [12]. Устойчивые низкие температуры в течение длительного зимнего периода способствуют формированию ледового покрова на большей части акватории моря [28]. Разнос обломочного материала, захваченного припайными льдами в прибрежной зоне, является одним из характерных и важных процессов седиментогенеза в Охотском море [29, 43]. Некоторое представление об относительной роли каждого из этих источников можно получить из анализа схем распределения петрографических типов пород галечного материала и обломочных минералов легкой и тяжелой подфракций поверхностного слоя осадков моря [29, 42, 43]. В ряде публикаций содержатся разрозненные данные по минералогическому составу поверхностного слоя осадков отдельных участков Охотского моря [3–5, 9, 11, 39–41]. Учитывая эти данные, естественно поставить вопрос – насколько изменения палеогеографической обстановки (климата, палеоокеанологических характеристик, интенсив-

ности вулканизма) нашли отображение в пространственно-временном распределении обломочных компонентов осадков? Предлагаемая работа является первой попыткой оценки этих изменений для Охотского моря с использованием анализа состава и распределения ассоциаций тяжелых минералов осадков в течение голоцена–позднего плейстоцена.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основным материалом для данной работы послужили пробы донных осадков, отобранные в 1996–1999 гг. в научных экспедициях, выполненных в рамках российско-германского проекта КОМЕХ* на НИС "Академик М. Лаврентьев" (27-й и 28-й рейсы) и Г/С "Маршал Геловани" (1-й рейс) [61, 62, 63]. В ходе этих экспедиций благодаря использованию тяжелых гравитационных трубок (\varnothing 145 мм) удалось отобрать колонки длиной до 8–11 м, вскрыв разрез отложений возрастом до 350 тыс. лет. Кроме того, для лучшей оценки вещественного состава основных источников поставки обломочного материала были изучены пробы из поверхностного слоя донных осадков и пробы по колонкам из Сахалинского залива, северной части Курильских островов и Западной Камчатки, которые были отобраны в более ранних экспедициях на НИС "Дмитрий Менделеев" (13-й рейс, 1977 г.), "Академик М. Лаврентьев" (12-й рейс, 1988 г.), "Академик А. Несмеянов" (21-й рейс, 1992 г.; 25-й рейс, 1993 г.), "Профессор Богоров" (37-й рейс, 1994 г.). Для более полной характеристики минералогического состава осадков были привлечены также доступные опубликованные данные [11, 43].

Авторами было выполнено 545 минералогических анализов тяжелых минералов (90 анализов из поверхностного слоя осадков и 455 анализов по колонкам). Основное внимание при анализе пространственно-временной изменчивости в распределении минералов было уделено колонкам, расположенным на трех широтных профилях (рис. 1).

Минералогический анализ выполнялся по стандартной методике [44]. Крупноалевритовая фракция осадков (0.1–0.05 мм) разделялась в бромформе (удельный вес 2.89 г/см³) на тяжелую и легкую подфракции, которые изучались затем отдельно под поляризационным микроскопом в иммерсионных жидкостях. В каждом препарате определялось не менее 300 зерен. Для получения сопоставимых данных производился перерасчет результатов минералогического ана-

лиза: из общей суммы исключались трудноопределимые измененные зерна, обломки пород, аутигенные и рудные минералы. Сумма оставшихся прозрачных минералов принималась за 100 % и, соответственно, пересчитывалось содержание каждого минерала.

Полученный массив данных по минеральному составу осадков был обработан методами многомерной статистики (Q и R модификации факторного анализа, дискриминантный анализ), что позволило выделить основные парагенетические минеральные ассоциации в осадках и выявить закономерности их пространственно-временного распределения. На этой основе была выполнена корреляция изученных разрезов по комплексу тяжелых минералов. Проведению корректного сопоставления распределения минеральных ассоциаций в колонках изученных профилей способствовали предшествовавшие комплексные лито-, магнито- и биостратиграфические исследования опорных колонок; по некоторым из них было выполнено изучение изотопного состава фораминифер и определение абсолютного возраста по C¹⁴ [1, 13, 14, 67]. Хорошими возрастными реперами явились прослои вулканического пепла (K₀, TR, K₂, K₃, K₄), изученные нами с учетом проведенных комплексных стратиграфических исследований [14, 67]. Некоторые из них удалось сопоставить с известными крупными позднеплейстоцен-голоценовыми извержениями вулканов Камчатки и Курильских островов [16, 25, 37, 38, 54, 57, 59, 60, 76]. Наряду с перечисленными выше идентифицированными пепловыми прослоями в некоторых колонках были обнаружены единичные пепловые прослои, пространственное распространение и источники пирокластики для которых пока не известны, либо определены предположительно. Это, прежде всего, прослой тефры, обнаруженный в юго-западной части моря на станции LV28-64 (горизонт 1108–1110 см), представленный тонким бесцветным вулканическим стеклом пластинчатой формы с очень низким содержанием кристаллокластики [63]. По предварительным данным, учитывая его стратиграфическое положение в разрезе колонки, а также характерные минералогические особенности, он отнесен нами к пепловому прослою *Spfa-1* извержения вулкана Сикоцу на о-ве Хоккайдо (около 40 000 лет) [68, 69, 73]. Другим таким прослоем является обнаруженный в центральной части моря на станции LV28-42 (горизонт 661–666 см) прослой тефры с весьма необычным минералогическим составом, характеризующимся наличием большого количества биотита (до 49 %) [63]. По данным Д. Нюрнберга с соавторами [58], стратиграфическое положение этого прослоя соответствует изотопной стадии 7.2 (около 200–210 тыс. лет). Наиболее вероятным

*Договор о сотрудничестве между Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева ДВО РАН и Морским исследовательским центром при Кильском университете (г. Киль, Германия).

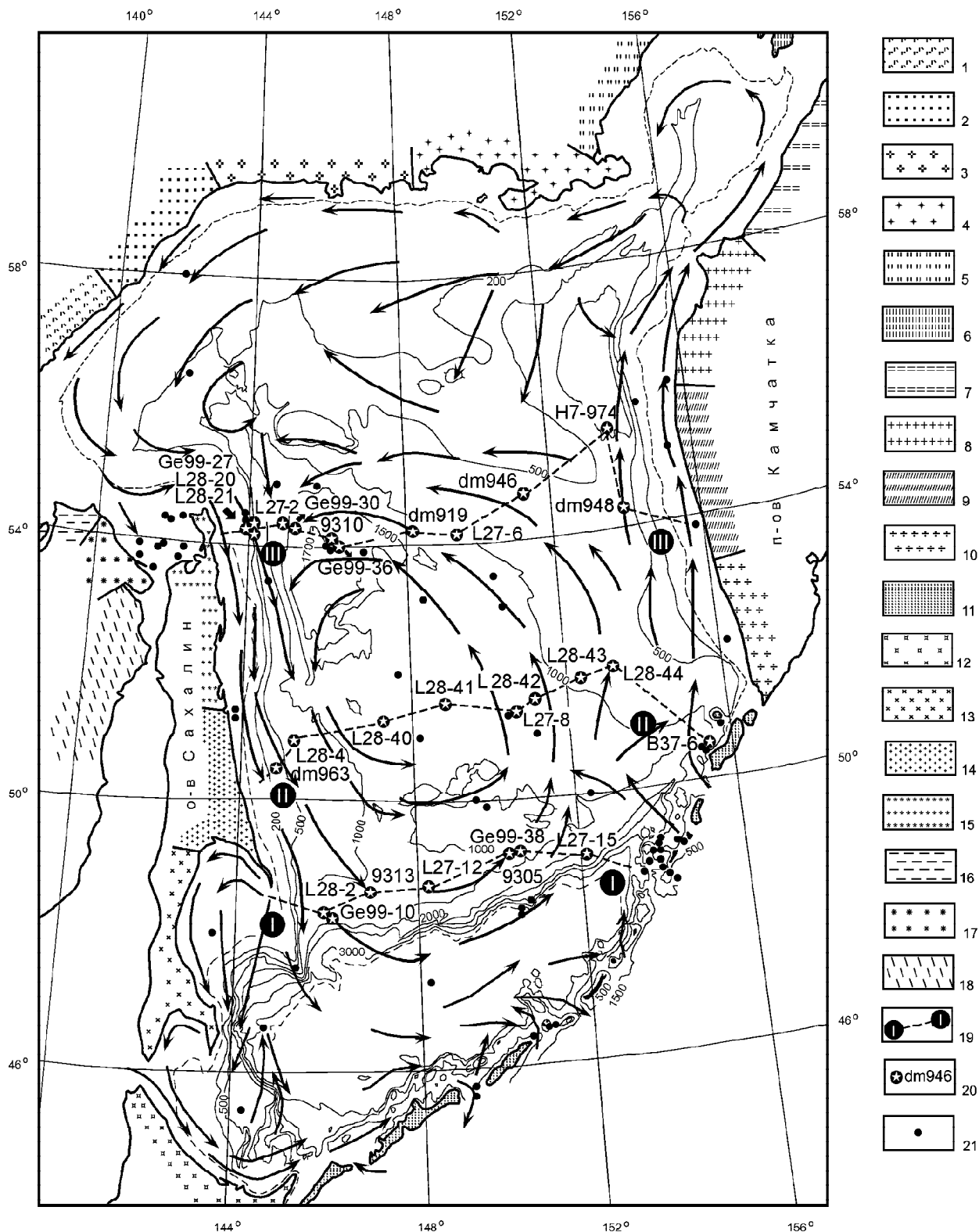


Рис. 1. Минералогическая изученность осадков Охотского моря.

1–18 – питающие провинции Охотского моря [43]: 1 – Удско-Аянская, 2 – Аяно-Охотская, 3 – Охотско-Челомджинская, 4 – Тауйско-Пьягинская, 5 – западного побережья залива Шелихова, 6 – Тайгонская, 7 – Четвертая Камчатская, 8 – Третья Камчатская, 9 – Вторая Камчатская, 10 – Первая Камчатская, 11 – Курильская, 12 – Хоккайдская, 13 – Южно-Сахалинская, 14 – Центрально-Сахалинская, 15 – Северо-Сахалинская, 16 – Шантарская, 17 – Куприяновско-Амурская, 18 – Амурская; 19 – профиль и его номер, 20 – изученные станции, вошедшие в профили, 21 – изученные станции вне пределов профилей. Стрелками показаны направления основных течений [34].

его источником могли быть вулканы Срединно-Камчатского хребта (Хангар или Опала), для которых характерна биотит-магнетитовая с роговой обманкой минералогическая ассоциация [60].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Состав ассоциаций тяжелых минералов бассейнов осадконакопления зависит от многих факторов, главными из которых являются петрографический состав пород областей сноса (петрофондовый признак), геоструктурное положение бассейна, тектонический режим, климат и гидродинамика среды осадконакопления [2, 7, 8, 24, 32, 51 и др.]. Роль каждого из этих факторов в каждом конкретном бассейне (или на участке дна) может иметь разное значение. На основе анализа многочисленных данных по минералогии осадков современных морских бассейнов (в том числе окраинноморских) можно с уверенностью говорить, что минеральный состав значительно унаследует черты состава пород областей сноса, несмотря на некоторое осреднение и упрощение минеральных ассоциаций в результате влияния гидродинамики среды осадконакопления [18–20]. Не являются исключением из этой закономерности и осадки Охотского моря, о чем наглядно свидетельствует сопоставимость питающих и терригенно-минералогических провинций [42, 43].

В геологическом строении побережья Охотского моря имеются явные различия между южной и восточной частями, с одной стороны, и северной и западной частями – с другой. На побережье Курильских о-вов, о-ва Хоккайдо, Камчатки широко развиты неоген-четвертичные вулканические породы известково-щелочной серии (преимущественно андезиты, андезибазальты, базальты, дациты и их туфы) и вулканогенно-осадочные породы. Здесь же сосредоточена основная масса действующих вулканов, поставляющих пирокластический материал на прилегающие участки моря [16, 36, 57 и др.]. В пределах Западной Камчатки в настоящее время нет действующих вулканов. Основные центры вулканической деятельности, осуществлявшие поставку пирокластического материала в голоцене–позднем плейстоцене, сосредоточены в восточной и южной частях Камчатского полуострова. Однако не исключено поступление пирокластиков в осадки Охотского моря из вулканов Срединно-Камчатского хребта в более ранние этапы четвертичного периода (например, из вулканов Хангар, Опала) [26, 60]. В пределах Западно-Камчатского хребта и на о-ве Хоккайдо известны выходы докайнозойских метаморфических пород [35]. Северо-западное побережье моря морфологически совпадает с мезозой-кайнозойским Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, сложенным изверженными породами кислого,

умеренно-кислого и среднего состава, претерпевшими процессы низких степеней метаморфизма. С ними ассоциируют выходы мезозойских кислых интрузивов [6]. На отдельных участках побережья развиты докайнозойские осадочные и метаморфические комплексы пород.

Особая роль в поставке обломочного материала в Охотское море принадлежит р. Амур, который дренирует огромную площадь, весьма разнообразную в морфоструктурном отношении и сложенную породами разного состава и возраста. Причем, в пределах этой территории наиболее распространенными являются продукты гранитоидного магматизма и их осадочные производные [50].

Как показали результаты факторного анализа (Q модификация), вся изменчивость минерального состава изученных осадков определяется преимущественно двумя первыми факторами (вклад в дисперсию 49,1 и 44,4 % соответственно) (табл.). Судя по составу конечных членов факторов, первый фактор характеризует эпидот-роговообманковую ассоциацию с высоким содержанием акцессорных минералов (граната, циркона, сфена, анатаза, апатита и др.). Осадки с максимальным отражением этого фактора наблюдаются в пределах Сахалинского залива и прилегающих участков шельфа и склона северо-восточного Сахалина. Исходя из этого, можно предположить, что эта ассоциация сформирована преимущественно выносами р. Амур, в бассейне которого, как отмечалось выше, широко развиты гранитные и гранитно-метаморфические породы и их осадочные дериваты. В меньшем количестве эпидот и роговая обманка поступали в осадки с северо-западного побережья моря.

Второй фактор является антиподом первого и характеризует ассоциацию, свойственную породам зрелых островных дуг, в которой преобладают клино- и ортопироксены с небольшой примесью оливина, апатита, бурой роговой обманки. В наиболее чистом виде эта минеральная ассоциация проявлена в районе Курильской островной дуги, где распространены типичные вулканогенные осадки. Третий фактор, вероятно, отражает минеральную ассоциацию, свойственную породам внутренних зон островных дуг, в составе которых присутствуют роговые обманки [47, 75].

На графике R-факторных нагрузок (рис. 2) видны две четко обособленные парагенетические группировки, отражающие исходный состав пород питающих провинций. Отчетливо видно противопоставление пироксенов, оливина, базальтической роговой обманки (они имеют с большинством минералов отрицательные корреляционные связи) с группой минералов, включающей эпидот-роговообманковую ассоциацию с примесью акцессорных минералов, что яв-

Таблица. Факторные значения ведущих факторов после варимаксного вращения.

Минералы	1 фактор	2 фактор	3 фактор
моноклинный пироксен	6.58	48.42	81.47
ромбический пироксен	1.72	50.79	8.15
буро-зеленая роговая обманка	36.11	0.00	5.19
бурая роговая обманка	1.15	0.00	0.00
базальтическая роговая обманка	0.00	0.00	4.45
эпидот	29.22	0.00	0.74
гранат	4.30	0.00	0.00
циркон	2.58	0.00	0.00
апатит	2.29	0.79	0.00
сфен	4.01	0.00	0.00
турмалин	0.29	0.00	0.00
анатаз	0.57	0.00	0.00
хлорит	1.43	0.00	0.00
метаморфические минералы	0.00	0.00	0.00
оливин	0.00	0.00	0.00
актинолит	5.74	0.00	0.00
слюды	4.01	0.00	0.00
щелочной амфибол	0.00	0.00	0.00

Вклад 1-ого фактора = 49.13 %

Вклад 2-ого фактора = 44.41 %

Вклад 3-его фактора = 2.48 %

ляется следствием их поступления из различных источников.

Для установления источников поступления обломочного материала была использована разработанная и апробированная нами ранее модель, отражающая зависимость ассоциаций тяжелых минералов от геодинамического положения бассейна [21, 22]. В основу этой модели был положен анализ значений дискриминантных функций минеральных ассоциаций осадков, полученных при обобщении большого количества фактического материала по минеральному составу донных осадков из различных регионов Мирового океана.

На основе обобщения этого обширного материала нами была предложена диаграмма (рис. 3 а), на которой обособились поля, каждое из которых характеризует типоморфные парагенезы минералов, свойственные осадкам, образовавшимся в различных геодинамических обстановках. Для получения ответа об источниках кластогенного материала в осадках Охотского моря все данные минералогического анализа были вынесены на предложенную диаграмму (рис. 3 а). Для сравнения были использованы также материалы по более ранним исследова-

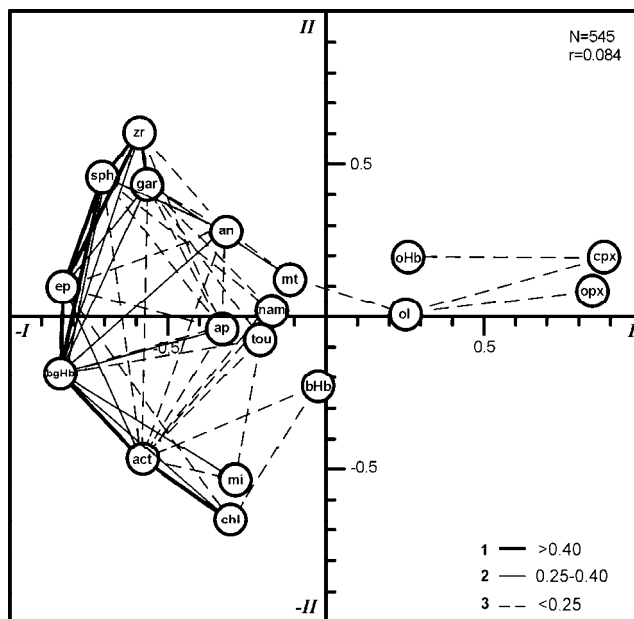


Рис. 2. Факторные нагрузки (R модификация) и положительные корреляционные связи минералов в осадках Охотского моря.

1–3 – корреляционные связи: 1 – сильные, 2 – средние, 3 – слабые; N – количество анализов, r – критическое значение коэффициента корреляции при 95 %-м уровне значимости. Индексы минералов: cpx – клинопироксен, орх – ортопироксен, бgHb – буро-зеленая роговая обманка, бHb – бурая роговая обманка, оHb – базальтическая роговая обманка, ep – эпидот, gar – гранат, zr – циркон, ap – апатит, sph – сфен, tou – турмалин, an – сумма анатаза, рутила, брукита, mt – группа метаморфических минералов (андалузит, силлиманит, дистен и др.), ol – оливин, act – актинолит, mi – слюды, chl – хлорит, nam – щелочной амфибол.

ниям, в частности, осредненные значения по минералогическому составу провинций Охотского моря [11, 41, 43].

Анализ этих графиков показал, что в пределах *северного профиля* четко обособились две группы станций, в осадки которых терригенный материал поступает из различных источников (рис. 3 б). В левой части графика расположились станции, прилегающие к сахалинскому шельфу и склону. Состав осадков этой части моря связан преимущественно с поставкой обломочного материала со стоком р. Амур. Поскольку в области водосбора преобладают гранитно-метаморфические породы, на графике станции расположились в пределах поля VII, и осадки характеризуются эпидот-роговообманковой минералогической ассоциацией. Противоположное положение занимают станции, прилегающие к побережью Курил и Камчатки. Часть проб попадает в поле II, характеризующее развитые и зрелые островные дуги, в минеральном

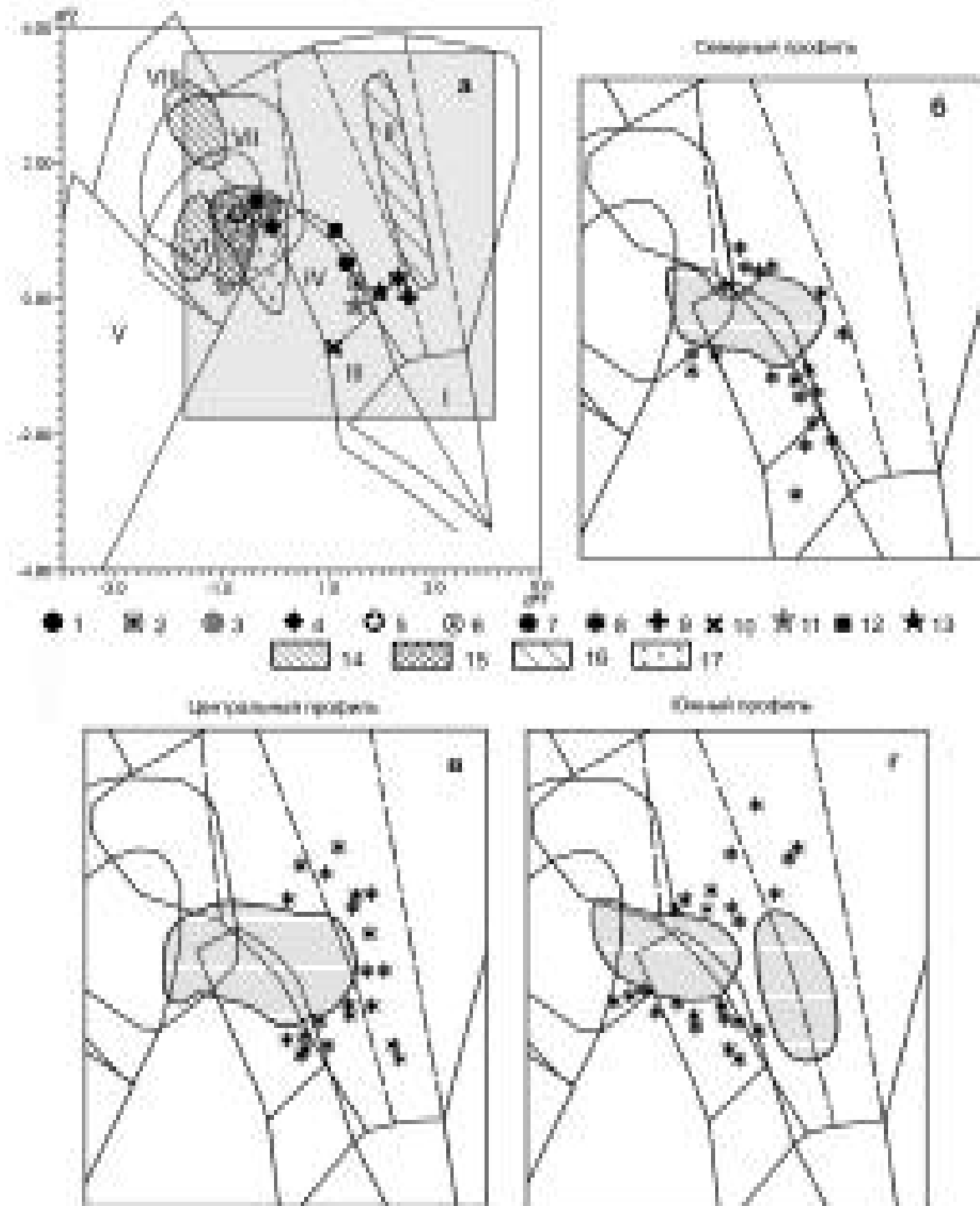


Рис. 3. Графики значений первой и второй дискриминантных функций минералогических ассоциаций осадков Охотского моря.

а – график для седиментационных бассейнов Мирового океана (обобщающая модель) [21, 22], б, в, г – графики для Охотского моря.

На рис. а серым фоном выделено поле, включенное в рис. б, в, г; римскими цифрами обозначены минералогические ассоциации, отражающие различные геодинамические обстановки: I – юные (океанические) островные дуги (Гавайская, Идзу-Бонинская и др.), II – развитые и зрелые островные дуги (Курило-Камчатская, Японская и др.), III – молодые складчатые области с широким развитием кайнозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (Западно-Камчатская, Олюторско-Корякская, Хоккайдо-Западно-Сахалинская), IV – мезозой-кайнозойские вулканические пояса (Охотско-Чукотский и др.), V – области древней палеозойско-докембрийской консолидации (платформы), VI

составе которых преобладает магнетит-пироксеновая ассоциация. Станции, расположившиеся в верхней части поля IV, характеризуются повышенным содержанием пироксенов наряду с относительно высоким содержанием эпидота, хлорита, актинолита, что свидетельствует о присутствии в осадках некоторого количества обломочного материала с северо-западного побережья моря, где развиты слабометаморфизованные мезозой-кайнозойские вулканогенные породы.

В пределах *центрального и южного профилей* ситуация несколько иная. Здесь в большей степени отражается влияние Курило-Камчатской питающей провинции (в частности, увеличение поставки пирокластического материала) (рис. 3 в, г). Так, значительное количество проб характеризует типично вулканокластическую ассоциацию зрелых островных дуг (поле II). В качестве сравнения можно привести минеральный состав ассоциаций Южно- и Северо-Курильских минералогических провинций (рис. 3 а). Значительная часть проб группируется на стыке полей II и IV, что можно объяснить как влиянием поставки обломочного материала с северного побережья плавающими льдами, так и процессом смешивания двух ведущих минералогических ассоциаций – Амуро-Сахалинской питающей провинции и вулканогенно-терригенной и вулканокластической Курило-Камчатской провинции.

С целью выяснения пространственно-временной изменчивости в распределении минеральных ассоциаций в осадках значения двух ведущих факторов были вынесены на профили I-III.

Северный профиль (III-III) протягивается от п-ова Шмидта на о-ве Сахалин через впадину Дерюгина, Охотский свод, впадину ТИНРО и заканчивается у подножья материкового склона Камчатки. Минералогическая ассоциация, выделенная 1 фактором, максимально проявлена на шельфе и склоне о-ва Сахалин (рис. 4 а). Она занимает также всю центральную и западную часть впадины Дерюгина, включая весь голоценовый разрез осадков. В начале 1-ой и конце 2-ой изотопно-кислородных стадий (ИКС) отчет-

ливо прослеживается уменьшение значений 1 фактора, что свидетельствует об увеличении в этот период поставки обломочного материала, содержащего повышенное количество пироксенов, с северных и северо-восточных участков побережья (рис. 4 б). На возвышенностях восточной части впадины Дерюгина под пепловым прослоем K_2 отмечаются несколько прослоев с повышенными значениями этого фактора.

Ассоциация, выделенная 2 фактором, имеет максимальное значение в районах, прилегающих к Камчатке (рис. 4 б). Распространение ее прослеживается до восточного борта впадины Дерюгина. Такая асимметрия в распределении фактора свидетельствует не только о ведущей роли Камчатских источников поступления обломочного материала и частично северного побережья Охотского моря в этот период, но также об устойчивом характере течений в голоцене–позднем плейстоцене, имевших, как и в настоящее время, циклонический характер поверхностных течений [34].

Центральный профиль (II-II). Распространение минеральной ассоциации, выделенной 1 фактором, прослеживается вдоль всего шельфа и островного склона о-ва Сахалин, его подножья, а также частично отмечается на западном склоне возвышенности Института Океанологии с постепенным уменьшением ее влияния в восточном направлении (рис. 5 а). Как и для северного профиля, здесь наблюдается уменьшение значений 1 фактора (выноса р. Амур) в конце 2 ИКС (12–15 тыс. лет). Подобные низкие значения фактора прослеживаются до конца 4 ИКС (58–65 тыс. лет), особенно в пределах возвышенности Института Океанологии (ст. L28-41, L28-42).

Небольшое увеличение факторных значений в центральной части моря в районе возвышенности Института Океанологии наблюдается в начале 1 ИКС (9–12 тыс. лет) ниже прослоя K_0 (ст. L28-43, L28-44) и в середине 2 ИКС (ст. L27-8).

В начале 4 и особенно в конце 5 ИКС вновь наблюдается увеличение количества поставляемого р. Амур обломочного материала. Максимум этой по-

– кратоны и срединные массивы с широким развитием гранитно-метаморфических пород, VII – докайнозойские геосинклиналино-складчатые области с широким распространением осадочных и гранитно-метаморфических пород (западная часть Охотского моря и др.), VIII – зрелые минералогические ассоциации осадков районов с активным гидродинамическим режимом. Значками показано положение средних значений минералогических ассоциаций провинций Охотского моря [43]: 1 – Тайгоноская, 2 – залива Шелихова, 3 – Охотско-Челомджинская, 4 – Аяно-Охотская, 5 – Сахалинского залива, 6 – Северо-Сахалинская, 7 – Южно-Сахалинская, 8 – Южно-Курильская, 9 – Северо-Курильская, 10 – Первая Камчатская, 11 – Вторая Камчатская, 12 – Третья Камчатская, 13 – Четвертая Камчатская; штриховкой обозначено положение проб, не вошедших в изученные профили: 14 – р. Амур и Амурский лиман [41], 15 – Сахалинский залив, 16 – район Курильских островов, 17 – район Шантарских о-вов [11].

На рис. б, в, г штриховкой показаны участки, содержащие наибольшее количество изученных проб; значками отмечены пробы, находящиеся вне пределов этих участков.

Северный профиль (III-III)

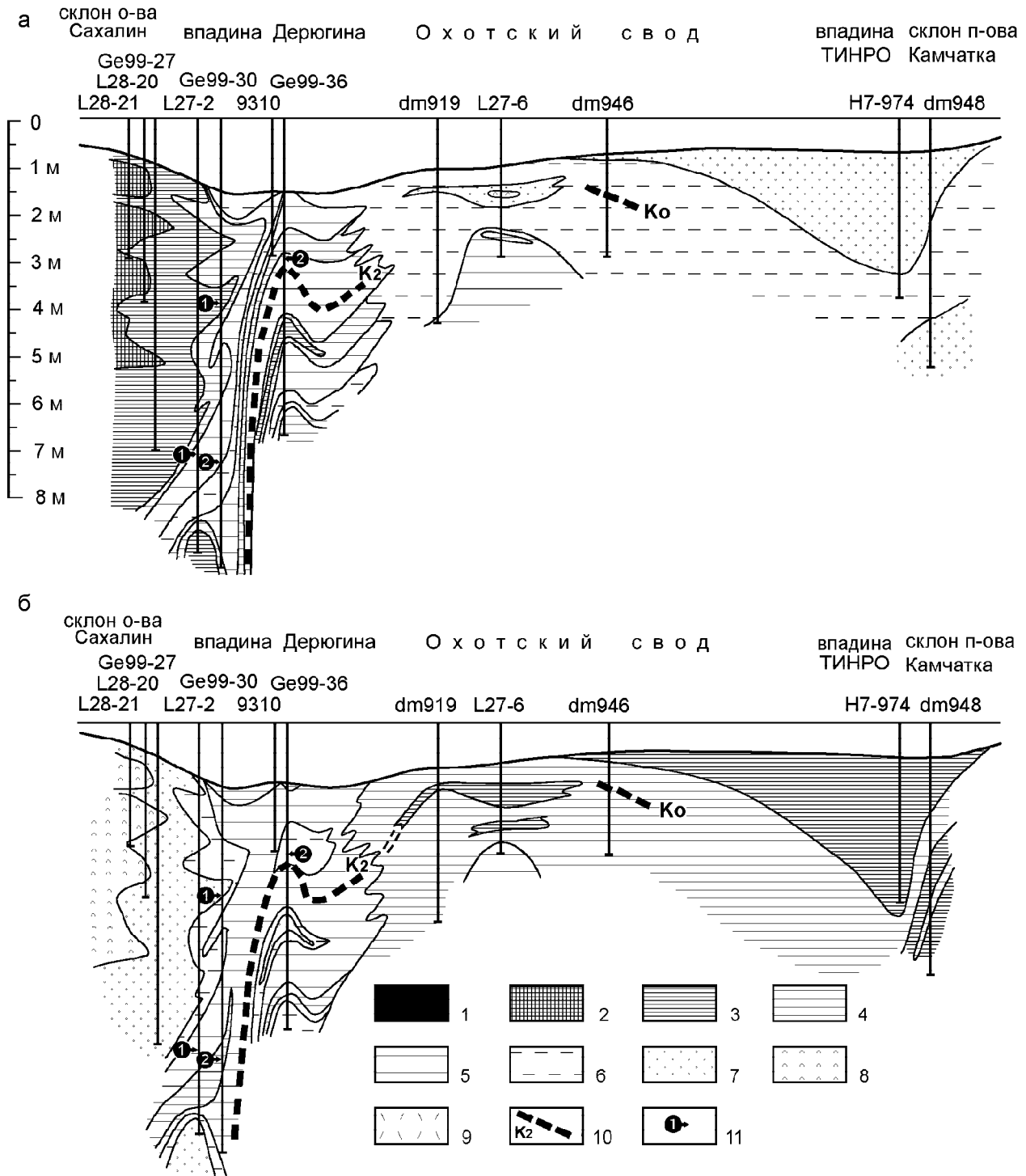


Рис. 4. Пространственно-временное распределение минералогических ассоциаций в осадках северного профиля (III-III).

а – ассоциация, выделяемая 1 фактором; б – ассоциация, выделяемая 2 фактором.

1–9 – значения факторов: 1 – > 0.8, 2 – 0.8–0.7, 3 – 0.7–0.6, 4 – 0.6–0.5, 5 – 0.5–0.4, 6 – 0.4–0.3, 7 – 0.3–0.2, 8 – 0.2–0.1, 9 – < 0.1; 10 – пепловые прослои, 11 – изотопно-кислородные стадии (подстадии).

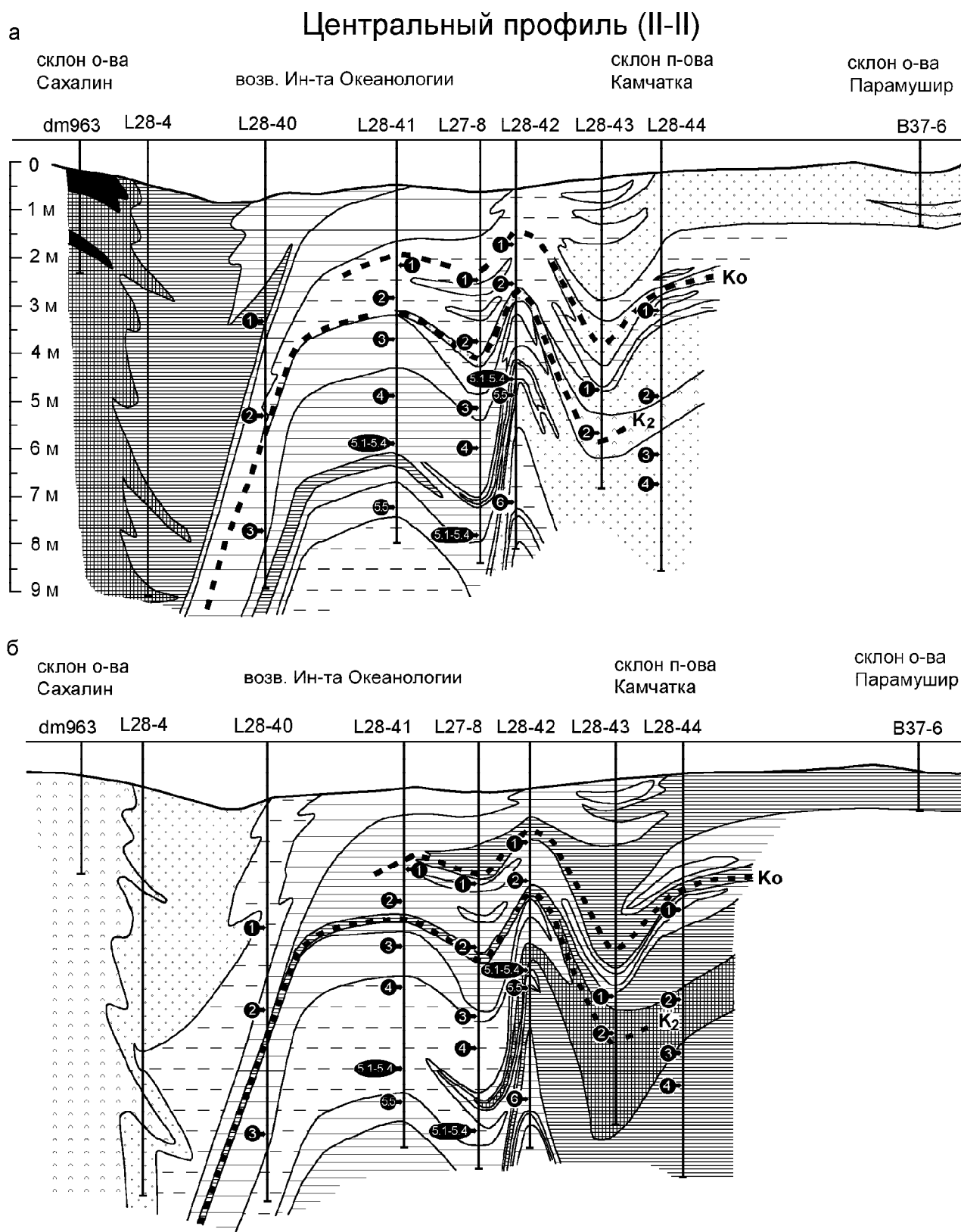


Рис. 5. Пространственно-временное распределение минералогических ассоциаций в осадках центрального профиля (II-II).

Условные обозначения см. на рис. 4.

ставки отмечается в подстадии 5.4–5.5 (ст. L28-40, 41, 42, L27-8) с возрастом около 110–125 тыс. лет. Подобное же увеличение факторных значений прослеживается в центральной части моря (ст. L28-42) лишь в 7 ИКС (200–240 тыс. лет) [1].

Как следует из рис. 5 б, разнос вулканогенно-терригенного и пирокластического материала (минералогическая ассоциация, выделяемая 2 фактором) прослеживается от побережья Камчатки и северных Курил до ст. L28-42; отдельные горизонты с повышенными значениями 2 фактора доходят до ст. L28-40. Максимальные значения фактора обычно приурочены к прослоям вулканического пепла K_0 и K_2 . Наблюдаемое увеличение факторных значений на ст. L27-8 и L28-42 в пределах изотопных подстадий 5.2–5.3 (91–99 тыс. лет) вероятно вызвано наличием пеплового прослоя K_4 (?).

Южный профиль (I-I). Судя по распределению значений 1 фактора, влияние Амуро-Сахалинской питающей провинции в южной части моря сказывается значительно дальше к востоку, чем в северной и центральной частях. Оно отчетливо прослеживается вплоть до восточного склона возвышенности Академии Наук (восточнее ст. Ge99-38) (рис. 6 а). Наибольшие значения 1 фактора (0.6–0.8) наблюдаются на шельфе и островном склоне Сахалина в голоценовой части разреза отложений. В конце–середине 2 ИКС (12–15 тыс. лет) влияние первого фактора ослабевает. Подобная тенденция, как отмечалось выше, наблюдается и в осадках северных участков моря (рис. 4 а).

Некоторое увеличение поставки обломочного материала из Амуро-Сахалинской провинции отмечается в середине 3 ИКС (50–55 тыс. лет): высокие значения 1 фактора прослеживаются далеко к востоку (до ст. Ge99-38). Более высокие значения этого фактора приходятся на начало 4 и особенно 5 (5.5) ИКС (80–123 тыс. лет). Причем интенсивность его проявления в этот период сравнима со значениями голоценовой части присахалинского разреза (рис. 4 а, 5 а). Эти данные свидетельствуют, что в этот период увеличилась интенсивность выноса терригенного материала из Амуро-Сахалинской питающей провинции (преимущественно р. Амур) в восточном направлении.

В наиболее древней части разреза, вскрытой колонками на возвышенности Академии Наук, заметное увеличение проявления амуро-сахалинской минералогической ассоциации отмечено лишь в нижней части колонок 9305 и Ge99-38; оно приурочено (по предварительным данным) к середине 10 и концу 11 ИКС (более 350 тыс. лет) [63].

Граница сильного влияния вулканогенного источника, отображаемого 2 фактором, в пределах юж-

ного профиля проходит на удалении до 170 км от Курильской островной дуги. Она прослеживается между станциями Ge99-38 и L27-15 (рис. 6 б). Четкие метастазы повышенных значений фактора наблюдаются в горизонтах, прилегающих к пепловым прослоям TR, K_3 , K_4 и др.

Анализ распределения минеральных ассоциаций по разрезам позволил выявить некоторые особенности в изменении условий поставки и распределения кластогенного материала в Охотском море за период до 350 тыс. лет (предположительно до 10–11 ИКС), его связь с удаленностью от источников сноса.

Для голоценового времени (1 ИКС) распределение осадочного материала хорошо согласуется с современной схемой течений (рис. 1). Влияние материкового стока (Амуро-Сахалинской питающей провинции) прослеживается на расстояние до 250 км от побережья Сахалина (рис. 7 а). Конус выноса осадочного материала этого источника протягивается до 900 км вдоль побережья Сахалина и постепенно расширяется к югу и юго-востоку, достигая восточных склонов возвышенности Академии Наук (до ст. Ge99-38). Юго-восточные и восточные районы моря, прилегающие к северным Курилам и Камчатке, находятся под влиянием восточной ветви Охотоморской изогирь (круговорота течений), которая в районе 54–55° с.ш. отклоняется на запад и следует к берегам Сахалина [34]. Благодаря этому область влияния Курило-Камчатской питающей провинции протягивается далеко к западу до впадины Дерюгина. Область смешивания минеральных ассоциаций материкового терригенного и островодужного вулканогенного и вулканогенно-терригенного материала совпадает с центральной частью Охотоморского круговорота течений.

В эпоху последнего позднелепистоценового похолодания (2 ИКС) на всех трех широтных профилях отмечается снижение влияния Амуро-Сахалинской питающей провинции на формирование минералогического состава осадков (рис. 7 б). Повышенное содержание в осадках этого периода пироксенов и отчасти эпидота можно связать с увеличением поставки обломочного материала с северных и северо-восточных районов Охотского моря. Понижение уровня моря в это время и, как следствие, усиление эрозионных процессов на суше, затронувших в том числе и обширные пространства бывшего северного шельфового мелководья, вызвали интенсивную поставку осадочного материала из этих районов моря. Поставка и разнос обломочного материала в этот период в значительной мере осуществляется плавучими льдами, о чем свидетельствуют также гранулометрический состав осадков (увеличение количества грубозернистых частиц) и увеличение значений их магнит-

Южный профиль (I-I)

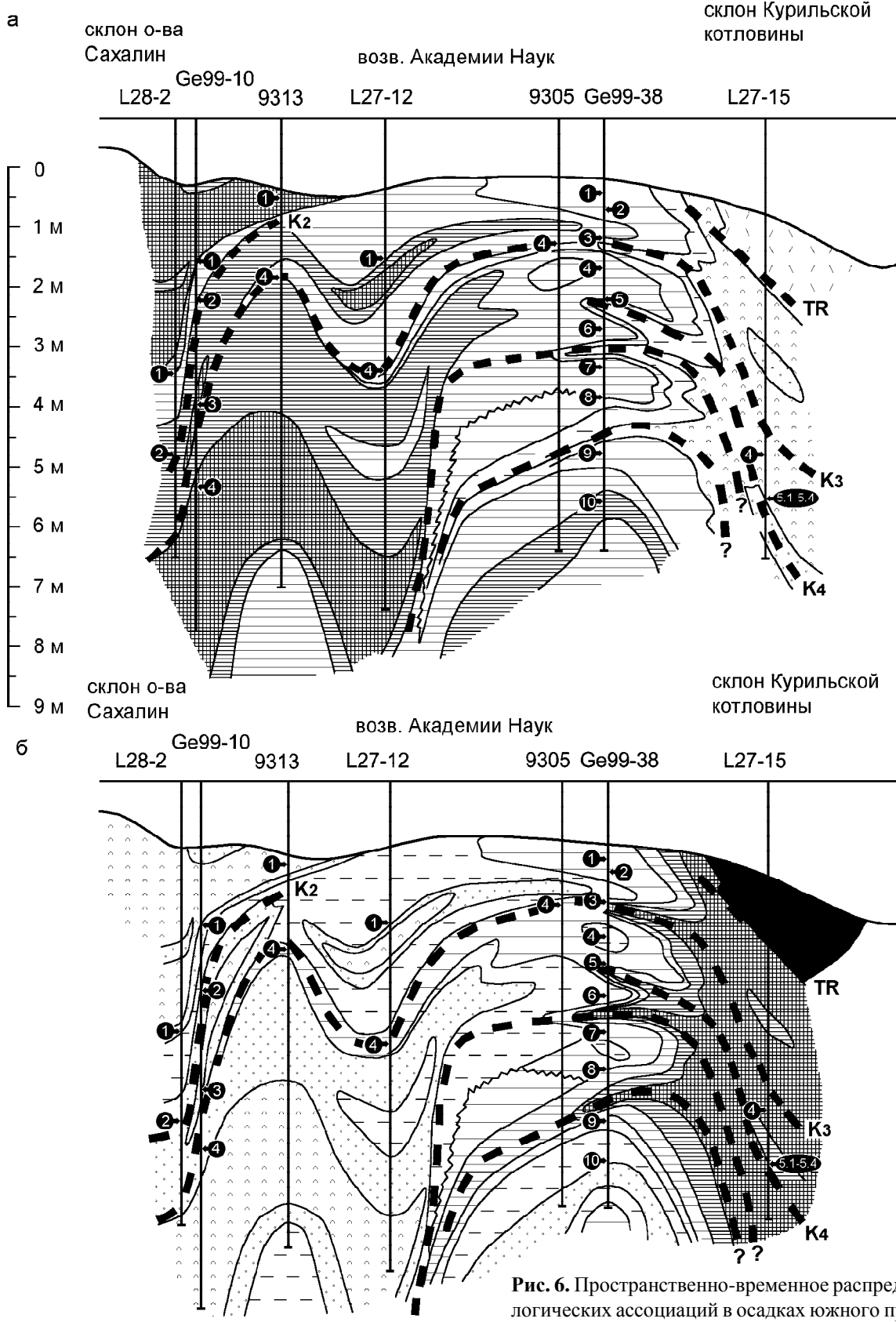
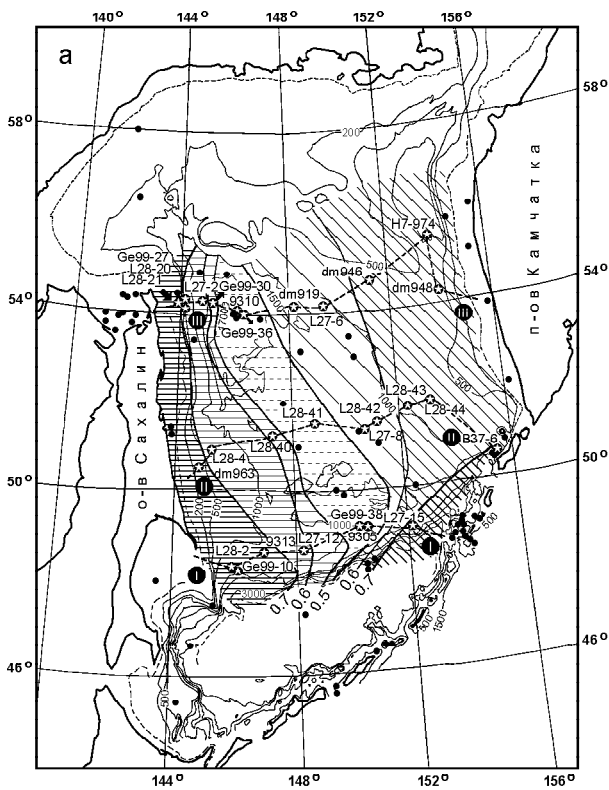
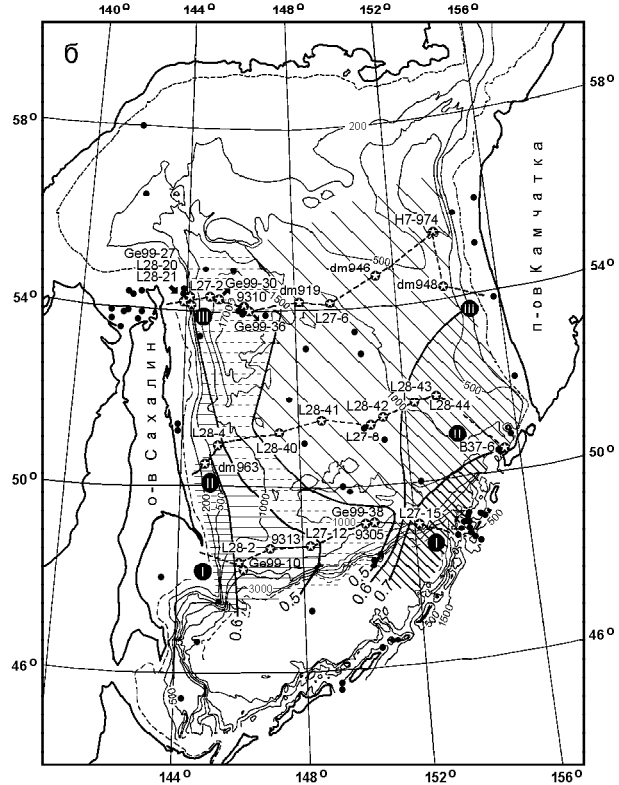


Рис. 6. Пространственно-временное распределение минералогических ассоциаций в осадках южного профиля (I-I).
Условные обозначения см. на рис. 4.

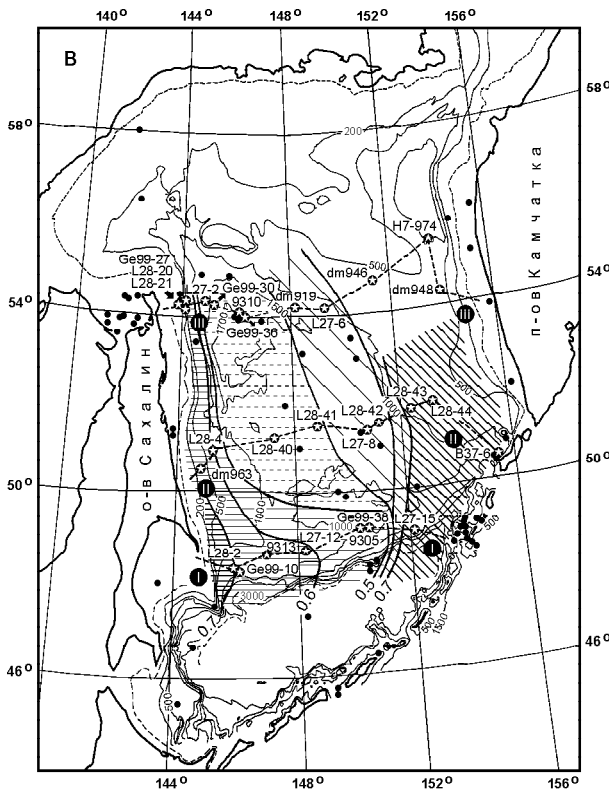
1 изотопно-кислородная стадия



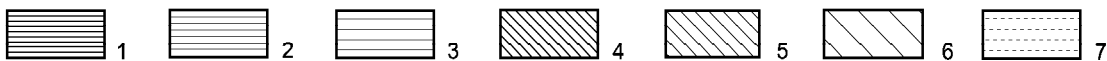
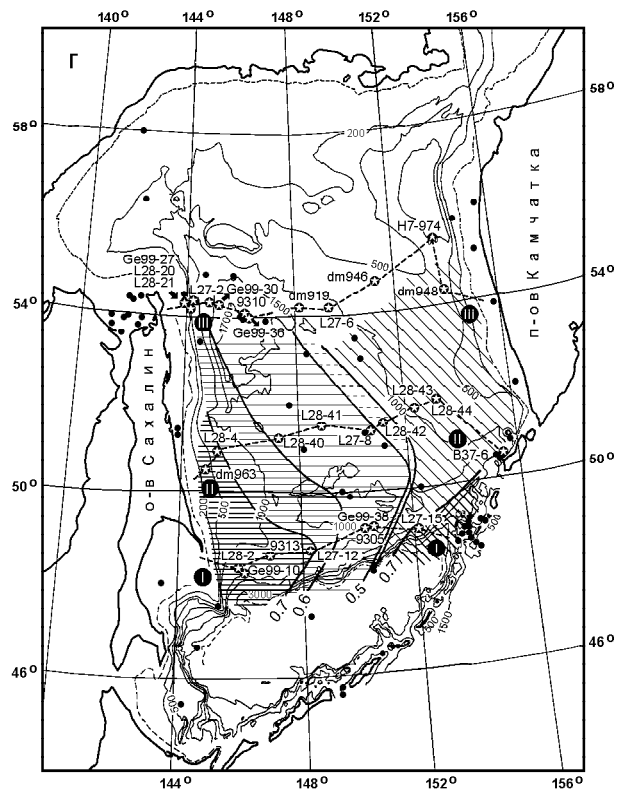
2 изотопно-кислородная стадия



3 изотопно-кислородная стадия



5 изотопно-кислородная стадия



ной восприимчивости [14, 62, 63, 67]. Данные по минералогическому составу осадков указывают на изменение палеоокеанологической обстановки Охотского моря во время последнего оледенения, что хорошо согласуется с результатами, полученными по исследованиям грубозернистого материала ледового разноса [15, 66]. Схема распределения усредненных абсолютных скоростей седиментации материала ледового разноса показывает значительное увеличение аккумуляции терригенных частиц в эпоху последнего оледенения (ИКС 2) по сравнению с поздней частью голоцена. При этом максимальные значения скоростей седиментации материала ледового разноса смещаются в центральную часть моря по сравнению с присахалинским поясом, характерным для современной эпохи [33] и позднего голоцена. Эти данные свидетельствуют также об усилении формирования морских льдов во время последнего оледенения и переносе ими терригенного материала в центральную часть моря. Видимо, характер циклонической циркуляции поверхностных вод в эпоху последнего оледенения сохранялся. При этом восточно-сахалинское течение было значительно ослаблено, и основная часть вод циклонического круговорота после достижения ими северного шельфа и дальнейшего поворота на юг входила в систему центрального круговорота. По этому пути происходила основная разгрузка вмержающего в льды обломочного материала, благодаря чему и произошло обогащение осадков нетипичными для данного участка моря минералогическими ассоциациями.

В эпоху потепления в 3-ю ИКС (24–56 тыс. лет) снова происходит усиление поставки обломочного материала из Амуру-Сахалинской питающей провинции, а дальность его разноса в южной части моря увеличивается в восточном направлении до ст. Ge99-38 (рис. 7 в). Однако, судя по уменьшению площади ареалов, занимаемых данной ассоциацией, и их относительно более слабым проявлением (абсолютные значения 1 фактора меньше), интенсивность поставки амуро-сахалинского обломочного материала в это время была ниже, чем в голоценовое время (рис. 7 а). Кроме того, с этим периодом связана активизация вулканической деятельности в Курило-Камчатской зоне. Косвенным подтверждением этого может служить расширение ареала высоких (>0.7) значений 2 фактора.

В течение позднего плейстоцена наиболее существенное увеличение выноса обломочного материала

из Амуру-Сахалинской питающей провинции отмечается в 5 ИКС, особенно в подстадию 5.4–5.5 (75–125 тыс. лет) (рис. 7 г). Интенсивность его влияния в это время сравнима со значениями для голоценовой части присахалинского разреза (рис. 7 а). В этот период материковый обломочный материал выносился далеко на восток, занимая практически всю центральную часть моря (значения 1 фактора >0.5). При этом область смешивания с вулканогенным материалом Курило-Камчатской питающей провинции была очень узкой, что свидетельствует, вероятно, о перестройке поля течений в этот период. Следующий пик усиления влияния амуро-сахалинского источника обломочного материала прослеживается в эпоху среднеплейстоценового потепления (11 ИКС). Это событие зафиксировано на возвышенности Академии Наук в нижних, наиболее древних частях колонок 9305 и Ge99-38. К сожалению, в других исследованных колонках эта часть разреза не была вскрыта.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, обобщение полученного материала показало, что с эпохами потеплений по мере усиления речного стока (прежде всего р. Амур) области распространения минералогических ассоциаций, характеризующих Амуру-Сахалинскую питающую провинцию, значительно расширились к югу и юго-востоку от берегов Сахалина. Это отразилось в увеличении поставки роговых обманок, эпидота и акцессорных минералов, свойственных гранитно-метаморфическим породам, а также расширении ареалов их распространения.

Распределение обломочного материала длительное время (по крайней мере на протяжении всего позднего плейстоцена) подчинялось общей тенденции, обусловленной сложившейся в Охотском море системой течений. Особая роль в этом процессе принадлежала Центрально-Охотоморскому круговороту течений. Об этом свидетельствуют наши данные, показывающие отчетливую диспропорцию в распределении минералогических ассоциаций: значительное расширение площади распространения амуро-сахалинской минералогической ассоциации на восток до возвышенности Академии Наук и, соответственно, расширение курило-камчатской ассоциации далеко на запад, вплоть до впадины Дерюгина.

По восточной окраине Охотского моря широко развиты проявления современного и четвертичного вулканизма различного состава [10, 16, 25, 57, 69].

Рис. 7. Изменчивость поставки и распределения кластогенного материала в позднем плейстоцене–голоцене (на основе данных Q модификации факторного анализа).

1–3 – факторные значения первого фактора: 1 – > 0.7, 2 – 0.7–0.6, 3 – 0.6–0.5; 4–6 – факторные значения второго фактора: 4 – > 0.7, 5 – 0.7–0.6, 6 – 0.6–0.5; 7 – факторные значения (< 0.5) зоны смешивания.

Известно, что вулканогенный материал имеет большое значение в осадконакоплении окружающих морских бассейнов [31, 39, 48, 49, 55 и др.]. Для Курильской островной дуги подсчитано, что приблизительно 94 % продуктов извержений вулканов в конечном итоге оседает в море [36]. Большая часть пирокластического и вулканогенно-терригенного материала накапливается вблизи источников сноса; с увеличением расстояния от центров извержения его количество постепенно уменьшается. Количество этого материала, дальность разноса, состав и размерность зависят от многих факторов. Основными из них являются мощность эксплозивных извержений, особенности атмосферной циркуляции (преобладание господствующих ветров), дифференциация пирокластического материала по плотности и размеру частиц в воздушной и водной среде.

Зону преимущественного влияния поставки кластогенного материала из областей вулканизма в осадках можно проследить по резкой смене состава минералогических ассоциаций разных источников в разрезе колонок. Так, в южных районах моря (профиль I-I) она проявлена на удалении до 170 км от Курильских о-вов и прослеживается на восточных склонах возвышенности Академии Наук между станциями L27-15 и Ge99-38. К северу эта зона существенно расширяется, что определяется системой существующих течений, способствующих разносу этого материала на север и северо-запад.

Судя по ареалам распространения вулканокластического и вулканогенно-терригенного материала в осадках Охотского моря и западной части Тихого океана [14, 37, 48, 49, 52, 59], влияние вулканизма на осадочный процесс в Охотском море значительно ниже, чем в прилегающих частях Тихого океана. Дальность разноса вулканогенного материала ограничена Центрально-Охотоморской и Южно-Курильской котловинами. Одной из причин этого является характер атмосферной циркуляции, сложившийся в позднечетвертичное время в этих широтах (преобладает перенос воздушных масс в восточном направлении) [65]. Вследствие этого основное направление пеплопадов имело восточный тренд. Об этом свидетельствуют ареалы наиболее крупных изученных пеплопадов вулканов Камчатки и Курильских островов [59]. И лишь во время сильных эксплозий вулканокластика переносится значительно дальше на запад, формируя прослой пепла, являющиеся хорошими возрастными реперами. Причем пирокластический материал поступал в центральные и северные районы Охотского моря в периоды кратковременных сезонных изменений направления ветров, совпадавших по времени с извержениями вулканов.

Авторы выражают признательность всем участникам научных экспедиций, выполненных в рамках программы КОМЕХ в 1996–1999 гг., за помощь в получении и предварительной обработке кернов колонок. Также авторы благодарны А.И. Боцулу за предоставленные пробы осадков, отобранные им в рейсах на НИС "Академик М. Лаврентьев" (1988 г.) и "Академик А. Несмеянов" (1992 г.).

Работа выполнена при финансовой поддержке российско-германского проекта КОМЕХ и ФЦП Российской Федерации "Мировой океан", а также РФФИ (03-05-65-192).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бараш М.С., Бубенщикова Н.В., Казарина Г.Х., Хусид Т.А. О палеоокеанологии центральной части Охотского моря в течение последних 200 тыс. лет (по микропалеонтологическим данным) // *Океанология*. 2001. Т. 41, № 5. С. 755–767.
2. Батулин В.П. Палеогеография по терригенным компонентам. М., Баку: ОНТИ НКТП СССР АЗОНТИ, 1937. 291 с.
3. Безруков П.Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины // *Тр. Ин-та океанологии АН СССР*. 1955. Т. 12. С. 97–129.
4. Безруков П.Л., Мурдмаа И.О. Донные осадки Северо-Курильского района // *Тр. Ин-та океанологии АН СССР*. 1959. Т. 36. С. 167–190.
5. Безруков П.Л. Донные отложения Охотского моря // *Тр. Ин-та океанологии АН СССР*. 1960. Т. 32. С. 15–97.
6. Бель В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
7. Бергер М.Г. Терригенная минералогия. М.: Недра, 1986. 226 с.
8. Вийдинг Х.А. Роль различных факторов кластогенеза в формировании и эволюции осадочных пород на древних платформах // *Обстановки осадконакопления и их эволюция*. М.: Наука, 1984. С. 94–103.
9. Воронова В.А. Литолого-геохимическая характеристика отложений впадины Дерюгина (Охотское море) // *Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией*. Т. 4: Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1997. С. 119–141.
10. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 720 с.
11. Гершанович Д.Е. Донные осадки Шантарского района Охотского моря и условия их формирования // *Тр. ГОИН*. 1955. Вып. 23. С. 58–110.
12. Гидрология морских устьев рек Дальнего Востока // *Тр. ДВНИГМИ*. 1989. Вып. 38. 183 с.
13. Горбаренко С.А., Чеховская М.П., Соутон Дж.Р. О палеосреде центральной части Охотского моря во время последнего оледенения голоцена // *Океанология*. 1998. Т. 38, № 2. С. 305–308.
14. Горбаренко С.А., Деркачев А.Н., Астахов А.С. и др. Литостратиграфия и тефрохронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря // *Тихоокеан. геология*. 2000. Т. 19, № 2. С. 58–72.
15. Горбаренко С.А., Лесков В.Ю., Артемова А.В. и др. Ле-

- довый покров Охотского моря во время последнего оледенения и голоцена // Докл. РАН. 2003. Т. 388, № 5. С. 678–682.
16. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
17. Гросгейм В.А. Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое европейской части СССР (в связи с поисками литологических залежей нефти и газа). Л.: Недра, 1972. 245 с.
18. Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Минералогические провинции осадков района островной дуги Нансей (Рюкю) и ее обрамления // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 5. С. 51–64.
19. Деркачев А.Н. Минералогические особенности окраинно-морского седиментогенеза (на примере Японского моря). Владивосток: Дальнаука, 1996. 222 с.
20. Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Ассоциации тяжелых минералов в осадках западной части Южно-Китайского моря // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 4. С. 25–42.
21. Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Минералогические особенности осадков // Современное осадкообразование в окраинных морях Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 189–215.
22. Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Минералогические индикаторы обстановок осадкообразования современных седиментационных бассейнов // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса: Первое Всерос. литол. совещ. М., 2000. С. 222–225.
23. Емельянов Е.М., Харин Г.С. Роль вулканизма в формировании минерального состава современных и позднечетвертичных осадков Северной Атлантики // Геология дна Атлантического океана: Атлантика: Биостратиграфия и тектоника (результаты бурения в 38-м рейсе "Гломар Челленджер"). М.: Наука, 1982. С. 66–117.
24. Казанский Ю.П. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. 222 с.
25. Камчатка, Курильские и Командорские острова / (Ред. И.В. Лучицкий). М.: Наука, 1974. 438 с.
26. Кожемяка Н.Н. Четвертичные полигенные вулканы Камчатки: масштабы вулканизма, баланс вещества, динамика интенсивности и продуктивности в отдельных типах построек, вулканических зонах и по региону в целом // Вулканология и сейсмология. 2001. № 5. С. 3–21.
27. Левитан М.А., Мусатов Е.Е., Буртман М.В. История осадконакопления на плато Ермак в течение последних 190 тыс. лет. Сообщение 2. Палеоокеанологическая интерпретация // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 6. С. 577–588.
28. Леонов А.К. Региональная океанография. Ч. 1: Берингово, Охотское, Японское, Каспийское и Черное моря. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 765 с.
29. Лисицын А.П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 232–284.
30. Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.
31. Лисицын А.П. Осадконакопление в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
32. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
33. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
34. Лоция Охотского моря. М.: Изд-во МО СССР, 1974. 335 с.
35. Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
36. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры: На примере Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 255 с.
37. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические эксплозивные извержения вулканов Курило-Камчатской области в конце плейстоцена – начале голоцена // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300, № 1. С. 175–181.
38. Мелекесцев И.В., Волынец О.Н., Антонов А.Ю. Кальдера Немо-III (о-в Онекотан, северные Курилы): строение, C¹⁴-возраст, динамика кальдерообразующего извержения, эволюция ювенильных процессов // Вулканология и сейсмология. 1997. № 1. С. 32–51.
39. Мурдмаа И.О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР. 1961. С. 405–418.
40. Павлидис Ю.А. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага. М.: Наука, 1968. 157 с.
41. Пахомова А.И. Влияние выносов р. Амур на осадкообразование в Татарском проливе // Тр. Гос. океанограф. ин-та. 1953. Вып. 13. С. 107–165.
42. Петелин В.П. Минералогическое районирование Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1955. Т. 13. С. 30–39.
43. Петелин В.П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1957. Т. 22. С. 77–138.
44. Петелин В.П. О выборе метода минералогического анализа песчано-алевритовых фракций донных осадков // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1961. Т. 50. С. 170–173.
45. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
46. Петтиджон Ф. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 752 с.
47. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / (Ред. Ю.М. Пушаровский). М.: Наука, 1992. 528 с.
48. Репечка М.А. Влияние пирокластического материала на осадконакопление в Японском море и северо-западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199, № 4. С. 932–936.
49. Репечка М.А. Пирокластический материал в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана // Проблемы четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 487–506.
50. Романовский Н.П. Тихоокеанский сегмент Земли: Глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы. Хабаровск, 1999. 167 с.
51. Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 622 с.
52. Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. Кн. 1. 427 с.
53. Физико-географический атлас Мира. М.: АН СССР; ГУГК, 1964. 298 с.
54. Фирсов Л.В. Состав и условия отложения вулканического пепла окрестностей г. Магадан // Бюллетень вулканологи-

- ческих станций. 1966. № 41. С. 50–58.
55. Хворова И.В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций // Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 7–16.
 56. Шванов В.Н. Структурно-вещественный анализ осадочных формаций (начала литомографии). СПб.: Недра, 1992. 229 с.
 57. Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 243 с.
 58. Beitrag zur deutsch-russischen wissenschaftlich-technischen Zusammenarbeit (KOMEX). Kiel, GEOMAR, 1999. P. 65–101.
 59. Braitseva O.A., Sulerzhitsky S.D., Litasova S.N., Melekestsev I.V. Radiocarbon dating and tephrochronology in Kamchatka // Radiocarbon. 1993. V. 35, N 3. P. 463–476.
 60. Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. Ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kurile-Kamchatka region, Russia // Bull. Volcanol. 1995. V. 57. P. 383–402.
 61. Cruise Report: R/V Akademik M.A. Lavrentyev 27. Geomar Report 60. Kiel, 1997 P. 41–47.
 62. Cruise Reports: R/V Professor Gagarinsky 22 and R/V Akademik M.A. Lavrentyev 28. Geomar Report 82. Kiel, 1999. P. 148–178.
 63. Cruise Reports: KOMEX V and VI, R/V Professor Gagarinsky 26 and M/V Marshal Gelovany 1. Geomar Report 88. Kiel, 2000. P. 189–209.
 64. Dickinson W.R. Interpreting provenance relations from detrital modes sandstones // Provenance of Arenites / (Ed. Zuffa G.G.). 1985. Reidel Publishing company. P. 333–361.
 65. Eaton A.P. Windborne volcanic ash: a possible index to polar wandering // J. Geology. 1964. V. 72, N 1.
 66. Gorbarenko S.A., Leskov V.Yu., Tiedemann R., Biebow N. Climate, sea ice and productivity in the Okhotsk Sea during last 75 thousand years // Proceedings of the 16-th international symposium on the Okhotsk Sea and sea ice. Mombetsu, 2001. P. 425–432.
 67. Gorbarenko S.A., Nürnberg D., Derkachev A.N. et al. Magnetostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // Marine Geology. 2002. N 183. P. 107–129.
 68. Kondo T. Thermomagnetic properties of ferromagnetic minerals in the late Pleistocene tephra; Aafa, Mpfa distributed in south-eastern part of the Ishikari Low-land of Hokkaido, Japan // Tikyū kagaku. 1983. N 7. P. 205–218.
 69. Mashida H. The stratigraphy, chronology and distribution of distal marker-tephras in and around Japan // Global and Planet. Change. 1999. V. 21. P. 71–94.
 70. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. Oxford; L.; Edinburgh; Melbourne, 1982. P. 551–561.
 71. McManus D., VenHatayathnam K., Hopkins D. et al. Distribution of bottom sediments on the continental shelf, northern Bering Sea // Geol. Surv. Prof. Paper. 1977. V. 759-C. 31 p.
 72. Morton A.C. Heavy minerals in provenance studies // Provenance of Arenites / (Ed. Zuffa G.G.); NATO ASI series, 1985. Series C. V. 148. P. 249–277.
 73. Nakayama A., Ishigaki T., Ishii J., Yamazaki T. Shikotsu pyroclastic deposits around Kuttara Volcano, southwestern Hokkaido, Japan // Tikyū kagaku. 1989. V. 3. P. 106–111.
 74. Van Andel T.H. Recent marine sediments of Gulf of California // Marine geology of the Gulf of California: A symposium / (Ed.: Van Andel T.H. and Shor G.G.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir. 1964. V. 3. P. 216–310.
 75. Volynets O.N. Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // International Geology Review. 1994. V. 36. P. 373–405.
 76. Zaretskaia N.E., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. et al. Radiocarbon dating of the Kurile Lake caldera eruption (South Kamchatka, Russia) // Geochronometria. 2001. V. 20. P. 95–102.

Поступила в редакцию 5 мая 2003 г.

Рекомендована к печати К.Ф. Сергеевым

A.N. Derkachev, N.A. Nikolaeva, S.A. Gorbarenko

The peculiarities of supply and distribution of clastogenic material in the Sea of Okhotsk during Late Quaternary

The mineralogical composition of sediments from cores taken on three latitudinal profiles in the Sea of Okhotsk has been studied. Based on the integration of the data obtained by multivariate statistic methods, the main associations of heavy minerals have been distinguished, and the peculiarities of variations in the conditions of supply and distribution of clastogenic material during the period up to 350 thousand years ago have been established. Considerable influence of the Amur River solid discharge on the processes of sedimentation has been traced. The periods of intensification of discharge and increase in the distance at which material is carried are in agreement with stages of Late Pleistocene warming. Correlation schemes of clastogenic material in sediments related to its arrival from the Amur-Sakhalin and Kurile-Kamchatka supplying provinces for four temporary sections of the Late Pleistocene-Holocene are listed. The volcanic ash interlayers being good age markers have been studied and identified.