

## ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ВЫСОКОЖЕЛЕЗИСТЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ В ОСАДКАХ ОСТРОВНОГО ШЕЛЬФА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Ю.Д. Марков\*, А.В. Можеровский\*, А.Н. Деркачев\*, И.В. Уткин\*, Н.А. Середа\*,  
Н.Н. Баринов\*\*

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

\*\*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Детально изучены высокожелезистые слоистые силикаты в осадках островного шельфа Японского моря. Определен их минеральный, химический состав, и сделана попытка сопоставления с “глауконитами” коренных пород островов. Выделены генетические различия: а) глинистые обломки, отвечающие по составу смектитам, возникшие в результате разрушения слабоуплотненных (слаболитифицированных) пород; б) округлые зерна (темно-зеленого и черного цветов), близкие по составу к селадонитам, образованные, вероятно, в порах и пустотах вулканогенных пород; в) слепки раковин фораминифер; г) включения в полостях вулканического стекла. Преобладающая часть этих различий (до 97%) – реликтовые, аллотигенные. Они оказались в осадках шельфа за счет деструкции (перемыва) некрепких пород толщи зеленых туфов, развитой на берегу. Только незначительная часть глинистых обломков, слепки раковин фораминифер и включения в полостях вулканического стекла образованы на месте, в осадках шельфа. Они – осадочно-диагенетического аутигенного происхождения.

**Ключевые слова:** слоистые силикаты, донные осадки, шельф, Японское море.

### ВВЕДЕНИЕ

По материалам рейсов НИС “Витязь” № 42 ИО АН СССР (1967), “Первенец” № 11 и 18 (1971, 1973) и “Каллисто” № 1 (1974) ДВНЦ АН СССР изучен оригинальный материал – высокожелезистые слоистые силикаты (ВСС) зеленых образований (ЗО)\* в донных осадках островного шельфа Японского моря (рис. 1).

Детальные исследования ЗО методами петрографического, рентгеноструктурного, электронно-микроскопического и химического анализов позволили авторам установить их минеральный состав и высказать предположение о генезисе. Использование кластерного и дискриминантного анализов дали возможность более объективно выделить группы и подгруппы (генетические различия) среди них, а применение факторного анализа – установить корреляционные связи различных химических элементов в этих группах.

На островном шельфе Японского моря в голоценовых и позднеплейстоценовых реликтовых терригенных отложениях ЗО встречаются повсеместно (от 10 до 50 % осадка). Среди них выделяются различные морфологические и генетические различия (группы):

а) обломки глинистых пород\*; б) округлые и различной формы темно-зеленые и черные зерна; в) слепки раковин фораминифер и псевдоморфозы по бентосу и планктону; г) пузырчатые обломки вулканического стекла с полостями, заполненными глинистыми минералами.

а) обломки глинистых пород\*; б) округлые и различной формы темно-зеленые и черные зерна; в) слепки раковин фораминифер и псевдоморфозы по бентосу и планктону; г) пузырчатые обломки вулканического стекла с полостями, заполненными глинистыми минералами.

### ВЗГЛЯДЫ НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВЫСОКОЖЕЛЕЗИСТЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ В ОСАДКАХ ОСТРОВНОГО ШЕЛЬФА ЯПОНСКОГО МОРЯ

До настоящего времени нет единого мнения на происхождение ВСС, распространенных на шельфе в терригенных осадках островных дуг северо-западной части Тихого океана (Курильские и Японские острова, о. Сахалин), описываемых как аутигенные “глауконит-

\*В настоящей работе при использовании материалов предыдущих исследований сохранен ранее применявшийся термин “глауконит”, но он взят в кавычки, поскольку в цитируемых публикациях под ним понимаются ЗО, представленные минералами смектитовой и гидрослюдистой групп со всеми переходными различиями. Минерал глауконит, согласно номенклатуре IAPEA, является железистой гидрослюдой политипной модификации 1Md, обогащенной калием, с малым (до 5%) количеством разбухающих слоев [18, 21].

\*Далее – обломки

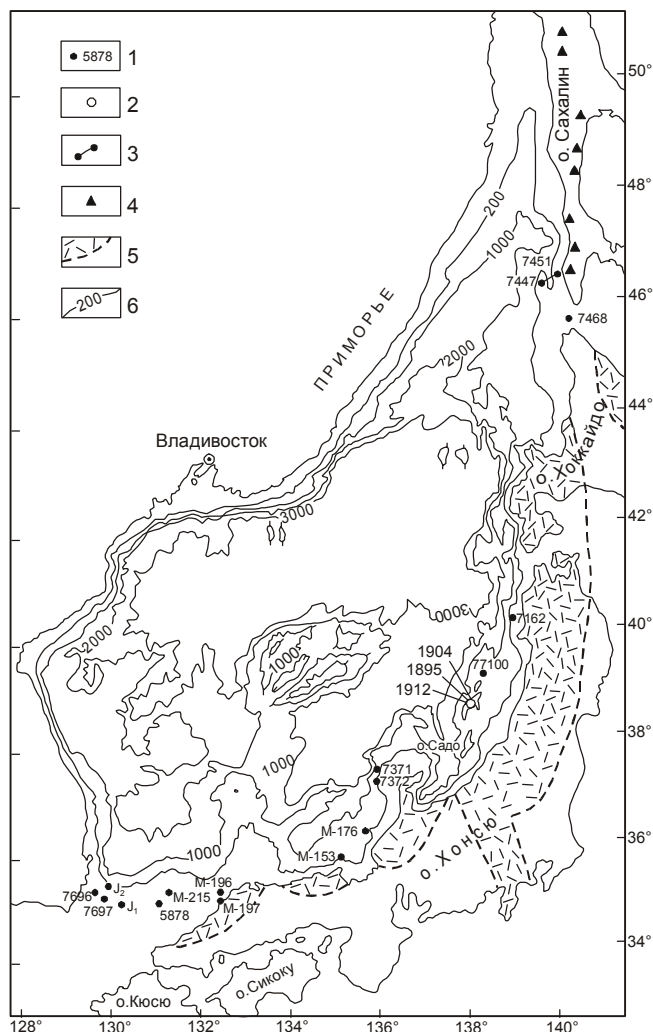


Рис. 1. Карта фактического материала.

1 – станция и ее номер, 2 – группа станций, 3 – профиль станций, 4 – коренные выходы глауконитовых пород, 5 – толщина зеленых туфов, 6 – изобаты, м.

ты”. Считается само собой разумеющимся фактом, что если они образовались на месте (*in situ*), то они являются аутигенными. Установлено, что возраст вмещающих терригенных осадков шельфа, к которым приурочены эти образования, голоценовый и позднплейстоценовый [15]. Тогда и “глаукониты” должны быть этого же возраста. Вместе с тем, данные свидетельствуют, что это не всегда так.

Рядом исследователей отмечаются высокие концентрации зеленых минералов в осадках шельфа в районе Южных Курильских островов и Северной Японии [12, 13, 23], а также о. Хонсю [15]. В.П. Петелин [12], описавший их в разнозернистых песках с фораминиферами вблизи Южно-Курильских островов, пришел к выводу, что “глауконит”, выполняющий эти раковины, образовался на месте (*in situ*) уже

в осадке в процессе диагенеза. Далее он указывает, что преобладающим морфологическим типом здесь являются микроконкреции колломорфного габитуса, несущие на себе типичные черты затвердевшего геля. По минеральному составу минерал близок к нонтрониту. Сравнивая его дебаграммы с таковыми “глауконитов” из других мест, он заключил, что под этим названием объединяется группа зеленых минералов ряда иллит–монтмориллонит. Дальнейшие рентгенографические и химические исследования подтвердили гетерогенный характер современного и древнего “глауконитов” [19, 20]. Дж. Такахашаи (Takahashi) [23], изучая “глауконит” в заливе Аомори на шельфе Японских островов, установил, что он образуется по щелочным полевым шпатам, вулканическому стеклу, комочкам глинистых минералов и копrolитам, а также заполняет раковины фораминифер и каналы спикул губок.

Считается, что на сахалинском шельфе большая часть “глауконитовых” зерен имеет терригенное, обломочное происхождение. Источником их поступления в осадки являются палеоген-неогеновые глауконитсодержащие породы о. Сахалина [3, 11]. Вместе с тем, часть “глауконитовых” зерен осадков шельфа (светло-зеленого цвета) могут быть и аутигенными [15]. Японские исследователи [2], описывая палеогеновые и неогеновые формации во Внутреннем поясе Японских островов, указывают на присутствие глауконитовых песчаников в эоценовых (ярус Окиносима), эоцен-олигоценых (формация Поронай) и миоценовых (формация Оннагава) отложениях. Разрушаясь, эти отложения могли быть источником поступления “глауконита” на современный шельф Японских островов.

На островном склоне Хоккайдо со стороны Тихого океана “глауконит” обнаружен на профиле в вулканогенно-терригенных осадках склона, причем максимальные его концентрации (более 10 % осадка) установлены на станции 6161 в интервале 2,5–3,5 м и 5,0–7,0 м [6]. Он приурочен к редуцированной зоне восстановленных осадков. Встречается в виде глобул (стяжений) и зерен алевритовой и песчаной размерности и возник, по мнению этих авторов, в вулканогенно-терригенных осадках склона за счет раскристаллизации аморфных соединений (коллоидов). Возраст осадков склона на глубине 2–3 м при скорости осадконакопления 10–30 мм в 1000 лет [5] составляет 100–150 тыс. лет, т.е. отвечает началу верхнего плейстоцена. Тогда и “глауконит” не должен быть древнее этого возраста. Н.В. Логвиненко [7], изучая возраст “глауконита” на этой же станции (интервал 2,7–2,8 м), описывает пески, к которым он приурочен, как разнозернистые, глауконитовые с гравием,

галькой и щебнем, с градационной слоистостью. Считается, что это осадки мутьевых потоков. Источником “глауконита” в этих осадках (по его мнению) были древние глауконитсодержащие породы, из которых он мог вымываться и поступать на склон. Абсолютный возраст “глауконита” на этой станции – 2,8 млн лет (поздний плиоцен). В этом случае он является обломочным компонентом, а не аутигенным образованием. Но в осадках островного шельфа Японского моря кроме обломочного присутствует и аутигенный “глауконит”. Тогда возникает ряд вопросов: какой из них преобладает, как их отличить друг от друга, какими минералами представлен один и другой? Кроме этого, определение минерального состава носит чисто формальный характер. Так, по цвету и морфологическим признакам ВСС, представляющие собой непрерывный изоморфный ряд от смектита до гидрослюды, называют просто “глауконитом” [15]. Вместе с тем, все авторы отмечают его высокие концентрации в терригенных осадках островного шельфа. Не ясно, почему “глауконита” здесь так много, в то время как на континентальном шельфе северо-западной части Японского моря он практически не встречается?

Для подтверждения присутствия обломочного “глауконита” на островном шельфе представляются интересными сведения о наличии в древних отложениях побережья островов глауконитсодержащих пород, которые при разрушении могли являться источником его поступления в осадки.

#### НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОСТРОВНОЙ ДУГИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

**Остров Сахалин.** На западном побережье в верхнемеловых туфогенно-песчано-алевритовых отложениях (красноярковская свита) широко распространены глауконитовые песчаники. Они составляют до 37 % объема разреза и образованы в мелководных морских условиях [16].

Кайнозойские (от олигоцена–эоцена до плиоцена) осадочные и вулканогенно-осадочные формации на острове имеют наибольшее распространение. Суммарная мощность их достигает 10 000 м. Преобладающая часть отложений образована в прибрежно-морских, мелководных условиях, с которыми связано формирование “глауконитов” [11]. Максимальные его концентрации наблюдаются в породах такарадайской (средний–верхний олигоцен), аракайской (нижний миоцен), холмской (нижний–средний миоцен) и курасийской (верхний миоцен) свит [3]. Так, алеврито-песчаниковая формация эоцен-олигоценного возраста мощностью до 1000 м включает отдельные

прослой глауконитовых песчаников. В песчаниках содержание “глауконита” колеблется от 15 до 30 %. Он встречается в виде крупных, лопастной формы зерен травяно-зеленого цвета, с трещинами старения. В песчано-алеврито-аргиллитовой формации олигоценного возраста мощностью 500–1000 м, распространенной на юго-западе и севере острова, слой глауконитовых песчаников мощностью до 10 м присутствуют во всех частях разреза. В эффузивно-кремнистой мегаформации раннемиоценного возраста (мощность 500–800 м), расположенной в этих же частях острова, в вулканомиктовых песчаниках (чаще всего в низах разреза) “глауконит” обнаружен (до 30–50 %) в виде крупных, округлой формы зерен травяно-зеленого цвета микроагрегатного строения. Мощность песчаников достигает 1,5 м. В формации кремнистых алевролитов и аргиллитов ранне-среднемиоценного возраста, распространенной повсеместно, “глаукониты” (до 20 %) присутствуют только в песчаниках нижней части разреза. На севере острова в лигнит-конгломерато-песчаной формации поздний миоцен – плиоценного возраста в песках и слабосцементированных песчаниках в отдельных прослоях в обилии встречаются крупные округлые зерна “глауконита” [11]. В описываемых формациях глауконитовые песчаники (от мелко-, до крупнозернистых) обычно в значительной степени окремненные. Слабосцементированные разности встречаются редко. Кластическая составляющая представлена зернами полевых шпатов (преобладает плагиоклаз), кварца и других минералов, обломками эффузивных, метаморфических и кремнистых пород, вулканического стекла. Цемент пород – кремнисто-глинистого или глинисто-хлоритового состава. Максимальное содержание “глауконита” (60–85 %) приурочено к псаммитовой и алевритовой фракциям. Размер зерен изменяется от 1 до 0,05 мм (преобладает 0,1–0,32 мм). Форма округлая, овально-вытянутая, лапчатая, хлопьевидная, часто с нечеткими расплывчатыми контурами. Цвет меняется от ярко-зеленого до светло-желтого с зеленоватым оттенком [3].

Различная форма выделений “глауконита” позволила наметить две стадии его образования [3]. Трещиноватые зерна округлой формы, по их мнению, сформировались химическим путем в результате выпадения из водного раствора, а имеющие неправильную (лапчатую) форму образовались на стадии диагенеза. Они считают, что выпадение “глауконита” в виде химического осадка из морской воды происходит в щелочной или нейтральной, но бескислородной среде осадконакопления. На это указывает и его совместное нахождение с пиритом, который, в свою очередь, имеет сферические формы. Вместе с тем,

авторы [3] не исключают возможности присутствия и аллотигенного “глауконита”. Данное утверждение относится только к косослоистым песчаникам прибрежно-морских фаций курабийской свиты. В формациях глубоководного бассейна и в вулканомиктовой (дацит-базальтовой) формации острова о “глауконитах” не упоминается [11].

Вышеизложенный материал свидетельствует о том, что на о. Сахалин глауконитовые породы занимают определенное положение в разрезе палеогеновых и неогеновых формаций, совпадающее с началом трансгрессивных циклов. Аутигенный “глауконит” приурочен к псаммитовым осадкам. Он встречается преимущественно в осадочно-вулканогенных (реже в осадочных) формациях и образован в мелководных прибрежно-морских условиях. Это позволило отметить особую роль вулканической деятельности в его формировании. Они предположили, что “...различные продукты вулканических извержений, попадая в бассейн осадконакопления, влияли на процесс образования глауконита.” [3].

**Японские острова.** На о. Кюсю в позднем эоцене (ярус Окиносима) в мелководных морских условиях была сформирована толща глауконитовых песчаников. На о. Хоккайдо в верхнеолигоценовой формации Поронай нижняя часть разреза также представлена глауконитовыми песчаниками. Во внутреннем поясе островной дуги (о. Хонсю) в районе зоны зеленых туфов в составе неогеновых отложений формаций Фунакава, Оннагава, Нисикурасава, Дайсима распространены осадочные (конгломераты, песчаники и алевролиты) и вулканогенные (дацитовые лавы и туфы, реже базальты) образования. С мелководными морскими фациями этих формаций связаны глауконитовые песчаники в виде прослоев [2].

Таким образом, в пределах всего шельфа островной дуги Японского моря (включая о. Сахалин и Японские острова) в палеогеновое и миоценовое, а возможно и в позднемиоценовое время в прибрежно-морских мелководных условиях сформировались песчаные отложения, к которым приурочен аутигенный “глауконит”. Его количество в осадках достигает 20–50 %. Генетически он связан с песчаными и вулканогенно-кремнистыми осадками прибрежно-морских фаций, отвечающих началу трансгрессивных циклов. Исключительную роль в их формировании, по-видимому, играла и вулканическая деятельность, с которой по времени совпадает образование базальных слоев формаций с глауконитовыми песчаниками.

Зона мелководья (бывшего шельфа) в то время, по-видимому, оказалась частично покрытой пепловыми продуктами вулканической деятельности, которые в дальнейшем оказались захороненными под

слоем терригенных осадков и в восстановительных условиях были преобразованы в ВСС. Так, вероятно, были образованы “глауконитовые пески”, впоследствии превращенные в прослой глауконитовых песчаников. Наряду с аутигенным “глауконитом” в осадках присутствует и аллотигенный (обломочный) компонент, хотя и в незначительных количествах. Размываясь в береговой части, разновозрастные глауконитовые песчаники, несомненно, являлись источником обломочного “глауконита” для голоценовых и верхнеплейстоценовых осадков шельфа и островного склона, о которых упоминают [7] и [15]. Возникают вопросы: какова его доля в общем количестве “глауконитовых” осадков современного островного шельфа Японского моря, чем отличается обломочный “глауконит” от аутигенного?

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучались ЗО в рыхлых осадках (разнозернистых песках), распространенных на островном шельфе Японского моря (о-ва Японские и Сахалин). Осадки отбирались дночерпателем “Океан” и прямоточной трубкой. После ситового анализа из электромагнитной подфракции под биноклем отбирались (с последующим фотографированием) округлые зерна, обломки, слепки раковин фораминифер и обломки вулканического стекла с полостями, заполненными глинистым материалом. Морфологические особенности описывались под биноклем МБС-9. Минеральный состав определялся на дифрактометре “Дрон-2.0” (Cu-K $\alpha$  излучение, плоский графитовый монохроматор). Ориентированные образцы снимались в воздушно-сухом состоянии, насыщенные этиленгликолем и прокаленные при 550°C в течение 3-х часов. Морфологические особенности ЗО (приклеенных на липкую ленту и напыленных золотом в вакуумной установке “ВУП-4Л” при давлении 1–2·10<sup>-4</sup> мм ртутного столба) исследовались на сканирующем электронном микроскопе “JSM-U3”. Расчет кристаллохимических формул минералов проводился на основании химического анализа по зарядам (на 22 аниона), кислородным методом [1]. Для статистической обработки выполнялся R-факторный, дискриминантный, R- и Q-кластерные анализы, причем алгоритмы для всех необходимых расчетов и графических построений были разработаны [17]. Для отдельных задач использовался программный пакет StatGraphics.

#### ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСТРОВНОГО ШЕЛЬФА ЯПОНСКОГО МОРЯ И СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ

На севере о. Сахалин ширина шельфа изменяется от 10 до 60–70 км, составляя в среднем 30 км. Вокруг Японских островов шельф развит слабо. Наибольшей ширины он достигает в северной части

о. Хоккайдо – до 150 км, к югу сужаясь до 1–2 км. В районе о. Хонсю его ширина изменяется от 1–2 до 100 км, составляя в среднем 20–30 км, а в районе о. Оки шельф практически отсутствует. Район Корейского пролива представляет собой слившиеся шельфы о. Хонсю и п-ова Корея. Со стороны Японии ширина его достигает 140 км, а у п-ова Корея – до 20 км. Край шельфа (бровка, перегиб к островному склону) обычно располагается на глубине 130–150 м, в районе Японских островов – около 140 м [2, 4].

По характеру поверхности и условиям терригенной седиментации шельф делится на внутренний и внешний [15]. На внутреннем шельфе распространены современные осадки, а на внешнем – голоценовые и верхнеплейстоценовые (реликтовые). Граница между ними проходит на глубине около 60–75 м.

Основным типом осадков на шельфе является группа песков (псаммитов). Среди них преобладают мелкозернистые разности. На узком шельфе они обычно плохосортированные. Отсортированные пески, в основном, развиты на расширенных частях шельфа. Крупно- и среднезернистые разности, приуроченные к древним береговым линиям плейстоцен-раннеголоценового времени, встречаются в виде узких, вытянутых вдоль изобат полос и пятен. Смешанные осадки (миктиты) свойственны участкам с неустойчивым и застойным режимом. По вещественному составу осадки шельфа терригенные. По минеральному составу в районе о. Рисири и п-ова Осима они представлены собственно граувакковыми осадками, а в районе о-вов Хонсю и Сахалин – до полевошпатовых граувакк. В граувакковых песках обломки пород составляют до 53 % и представлены, в основном, эффузивами, реже туфопесчаниками, кварцитами и аргиллитами. В значительных количествах присутствует вулканическое стекло.

Характерной особенностью минерального состава терригенных осадков островного шельфа является присутствие в них ЗО (ВСС). Их количество в осадках различных районов неодинаково. Вдоль побережья юго-западной части о. Хонсю, где их более 10 %, осадки именуются глауконитовыми [15]. Несмотря на значительное количество (до 35 % и более на отдельных станциях), их описание часто носит формальный характер, поскольку приведены лишь морфология и цвет, а минеральный состав и генезис остаются пока невыясненными.

#### МОРФОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗЕЛЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

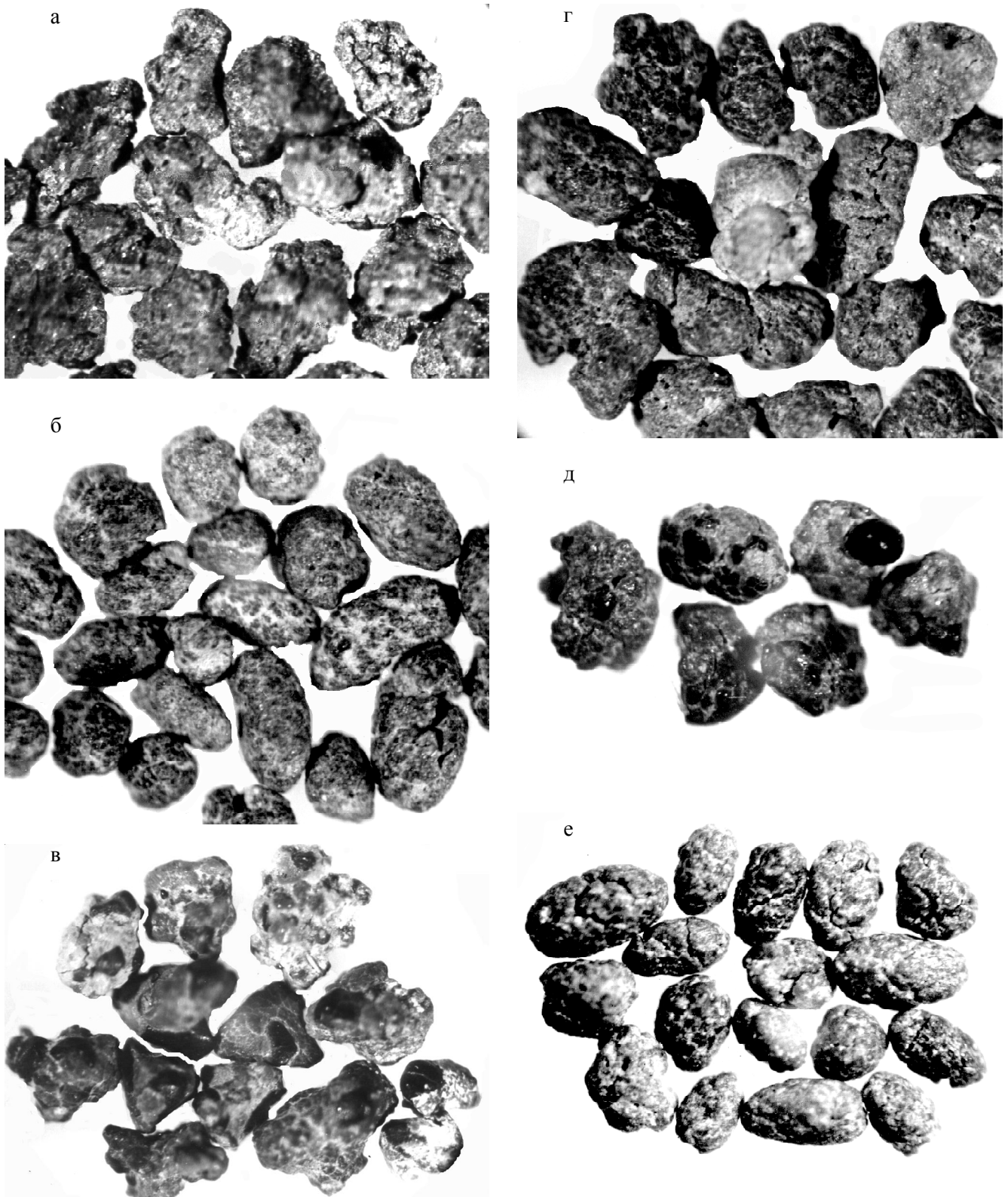
Были изучены ЗО, отобранные вдоль западной части Японских островов и западной и восточной частей о. Сахалин. Среди них выделены: а) обломки,

возникшие в результате разрушения слабоуплотненных (слаболитифицированных) пород; б) округлые зерна (темно-зеленого и черного цветов), образованные, вероятно, в порах и пустотах вулканогенных пород; в) слепки раковин фораминифер; г) включения в полостях вулканического стекла.

Наиболее широко распространенным типом ЗО являются обломки. В средней части Корейского пролива, где отмечаются отдельные поднятия (ст. 5878, рис. 1), они представлены угловатыми, плохо окатанными разностями (незначительно перемещенными), вероятно образованными на месте вследствие абразии и размыва пород “толщи зеленых туфов”. Цвет обломков светло-зеленовато-серый. Поверхность неровная, бугорчатая, матовая. Преобладающая часть обломков с неровными, извилистыми, открытыми (не заполненными глинистым материалом) трещинами (рис. 2а, проба 5878). В основной массе хорошо видны чешуйки слюды. Несколько северо-восточнее (ст. М-215, глубина 140 м) облик обломков почти не меняется. Они гуще окрашены – зеленые. Вероятно, обломки здесь также образованы за счет размыва уплотненных зеленых глин.

Вблизи о. Хонсю (ст. М-197, глубина 122 м) содержание ЗО в осадках шельфа резко возрастает до 10 % и более. В отличие от предыдущих станций (ст. 5878 и М-215) здесь кроме обломков (проба М-197/1) присутствуют и округлые зерна (до 3 % от суммы) черного и темно-зеленого цвета (проба М-197/2). Слепки раковин фораминифер встречаются крайне редко. Обломки отличаются тем, что они хорошо окатаны (обработаны в зоне волнового воздействия), округлой и слегка вытянутой формы (рис. 2б, проба М-197/1). Цвет их буровато-серый (сильнее окислены), реже зеленовато-серый. Поверхность бугорчатая, неровная. В крупных обломках иногда встречаются округлые зерна черного и темно-зеленого цвета в виде включений (рис. 2в, проба М-197/3). Последние – древнее обломков и, по-видимому, иного генезиса.

Северо-восточнее, в районе зал. Вакаса (ст. М-153, глубина 240 м) на островном склоне у бровки шельфа в разнозернистых песках ЗО представлены преимущественно обломками (до 43 %). Иногда среди них встречаются одиночные округлые темно-зеленые зерна и слепки раковин фораминифер. Обломки (проба М-153/1) здесь светло-желтовато-серые, реже с зеленоватым оттенком, некоторые – зеленые на свежем изломе. Они угловатые, неокатанные, неправильной формы, обычно без трещин. Поверхность их мелкобугорчатая. В основной массе видны чешуйки слюды и зерна кварца. Иногда встречается частично неразложившееся кислое вулканическое стекло.



**Рис. 2.** Глинистые обломки.

а – ст. 5878, угловатые, неокатанные,  $\times 23$ ; б – пр. М-197/1, округлой формы, окатанные,  $\times 25$ ; в – пр. М-197/3, округлые черные зерна в глинистых обломках,  $\times 18$ ; г – пр. М-176/1, угловатые, реже округлые,  $\times 24$ ; д – пр. М-176/3в, глинистые обломки с включениями округлых темно-зеленых зерен,  $\times 22$ ; е – пр. 7162/1, округлой формы, окатанные,  $\times 19$ .

Несколько северо-восточнее (ст. М-176, глубина 160 м) в мелкозернистых песках ЗО составляют около 45 % осадка. Они представлены светло-зелеными обломками (около 45 % от суммы) и темно-зелеными до черных зернами (около 55 % от суммы). Сlepки раковин фораминифер и вулканическое стекло с полостями заполнения составляют доли процента.

Светло-зеленые с желтоватым оттенком (реже зеленые) обломки (преобладающий размер 0,4–0,6 мм) по внешнему виду и минеральному составу почти неотличимы от глинистых обломков станции 5878, но имеют более свежий облик и открытые микротрещины. Они, обычно, угловатые, неправильной формы, реже округлые со сглаженными углами и мелкобугорчатой поверхностью (рис. 2г, проба М-176/1). Обломки образованы, по-видимому, вследствие разрушения (размыва) уплотненных “зеленых” глин и моложе округлых темно-зеленых зерен, которые встречаются в них в виде включений (рис. 2д, проба М-176/3в).

Напротив п-ова Ното на островном склоне (ст. 7371, глубина 266 м) среди ЗО светло-зеленые с желтоватым оттенком глинистые обломки присутствуют в незначительном количестве. Они (проба 7371/2) обычно угловатые, неправильной формы, почти без трещин, с включениями кварца и других терригенных минералов. Обломки, по-видимому, также возникли за счет размыва желтовато-зеленых уплотненных глин.

У северной оконечности о. Хонсю на шельфе (ст. 7162, глубина 110 м) в мелко-среднезернистых песках ЗО составляют около 25 %. Среди них преобладают светло-зеленые обломки (90–95 % от суммы), в незначительном количестве присутствуют желтовато-беловато-серые обломки (3–5 %) и смоляно-черные округлые зерна (до 5 %), а также встречаются слепки раковин фораминифер (до 1 %). Размер светло-зеленых обломков колеблется от 0,1 до 1 мм (преобладает 0,4–0,6 мм). Они округлой, обычно слабо вытянутой формы, хорошо и средне окатанные (обработаны в зоне волнового воздействия). Поверхность неровная, разбита серией волосовидных извилистых трещин (рис. 2е, проба 7162/1). Трещины открытые, не заполнены глинистым материалом. Они, вероятно, также образованы в результате разрушения пород толщи “зеленых туфов” и отличаются от угловатых обломков предыдущей станции только степенью окатанности. Среди зеленых обломков встречаются и более светлые разности (проба 7162/1а). Они желтовато-беловато-серые с зеленоватым оттенком, без трещин, свежего облика. Поверхность у них неровная, с ямочками и кавернами. В основной массе присутствует значительное количество неизменного кислого вулканического стекла. В

некоторых обломках сохранились кусочки неразложившейся пемзы. По-видимому, эти обломки представляют собой фрагменты пеплового материала, оказавшегося на шельфе во время извержений вулканов, а затем измененного в процессе диагенеза.

У пролива Лаперуза между островами Хоккайдо и Сахалин на шельфе (ст. 7468) в разнозернистых песках ЗО составляют около 10 %. Среди них преобладают желтовато-зеленые обломки. В незначительных количествах присутствуют темно-зеленые (до смоляно-черных) округлые зерна, и очень редко (менее 1 % от суммы) встречаются слепки раковин фораминифер. Форма обломков (проба 7468/1) неправильная, часто приплюснутая, со следами окатывания. В отличие от светло-зеленых округлых обломков предыдущей станции они образованы в зоне влияния теплого течения Лаперуза. Этим, по-видимому, и объясняется их форма. Поверхность тоже покрыта сетью микротрещин, заполненных глинистым материалом. По-видимому, обломки возникли за счет разрушенных, измененных (до состояния зеленых глин) вулканогенно-осадочных пород.

Таким образом, на всем островном шельфе Японского моря среди ЗО преобладают обломки. Большая их часть (до 97 % от суммы) образована в результате разрушения (размыва) слабоуплотненных пород толщи “зеленых туфов”, широко развитой на островах (рис. 1). По минеральному составу обломки отвечают диоктаэдрическому смектиту типа тетракремнийнонтронита с переменным (от 10 до 50 %) количеством смешаннослойных образований смектит-гидрослюда (табл., рис. 3.1. 1, 2) и постоянно присутствующими терригенными примесями (кварц, плагиоклаз, обломочная гидрослюда), а иногда животными и растительными остатками (кораллы, мшанки, кремнистый микропланктон).

**Округлые зерна черного и темно-зеленого цвета** среди ЗО на островном шельфе присутствуют в различных количествах. Вблизи о. Хонсю (ст. М-197) их в осадке до 3 %. Зерна черного и темно-зеленого цветов, округлой и округло-овальной, часто неправильной формы. Поверхность гладкая, глянцевидная, разбита редкими волосовидными трещинами, заполненными глинистым материалом (рис. 4а, проба М-197/2). Иногда глинистый материал (в виде пленки) обволакивает часть зерна. В свежем сколе внутренняя часть зерна темно-зеленого, наружная – черного или очень темно-зеленого цвета. Зерна микроагрегатного сложения и не содержат терригенных примесей. Северо-восточнее, в районе зал. Вакаса (ст. М-153) на островном склоне у бровки шельфа они встречаются в виде одиночных зерен и подобны упомянутому на предыдущей станции. Еще северо-

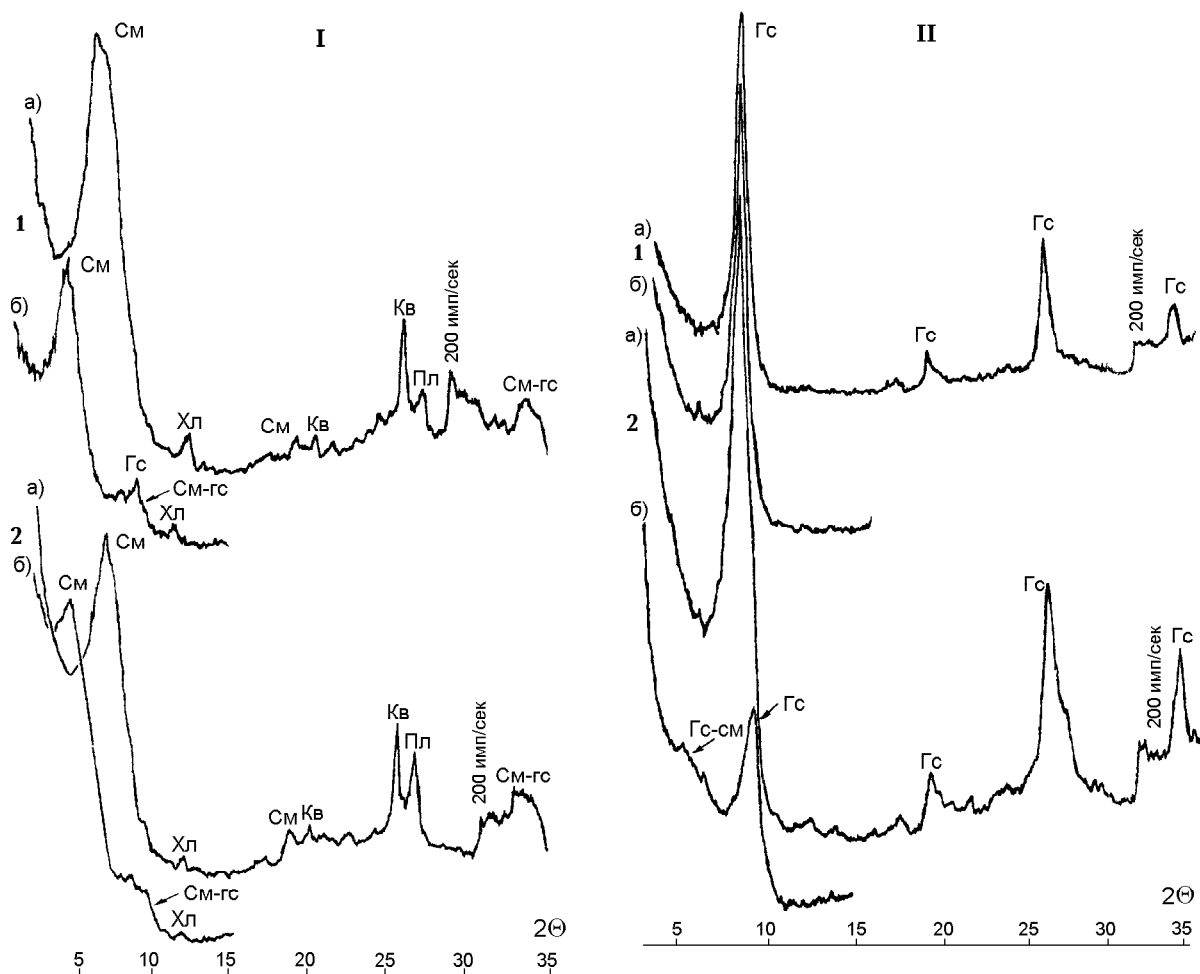


Рис. 3. Рентгеновские дифрактограммы.

I – обломки глинистых пород, представленные диоктаэдрическим смектитом и смешаннослойными образованиями типа смектит–гидролюда с различным процентным соотношением переслаивающихся пакетов, в виде примеси постоянно присутствуют обломочные компоненты: гидролюда, хлорит, кварц и плагиоклаз; II – округлые зерна черного и темно-зеленого цветов, отвечающие по составу гидролюдам с различным процентным соотношением переслаивающихся пакетов состава гидролюда–смектит. Буквенные обозначения: а – воздушно-сухой ориентированный препарат; б – насыщенный этилен-гликолем; См – смектит; См-гс – смешаннослойный смектит–гидролюда; Гс – гидролюда; Хл – хлорит, Кв – кварц; Пл – плагиоклаз.

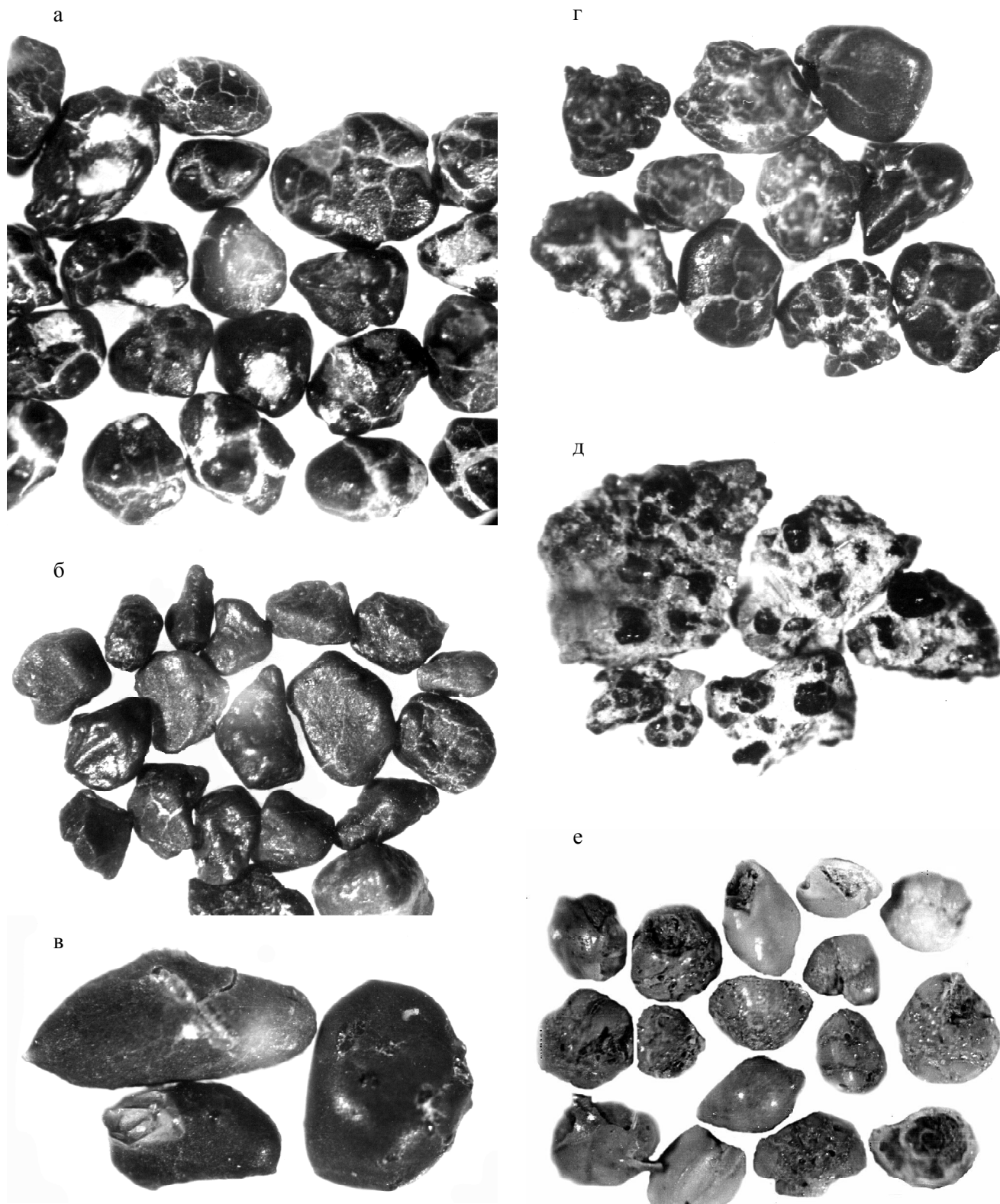
Таблица. Химический состав слоистых силикатов островного шельфа Сахалина и Японии и коэффициенты пересчета на формульную единицу (22 аниона).

Гр.	N ст.	Оксиды в %											п.п.п.	Сумма	
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			H <sub>2</sub> O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
хр.Садо (Японское море), округлые зерна зеленого и темно-зеленого цвета															
II2	1912	44,52	0,34	4,90	20,72	2,45	3,28	2,42	0,02	0,96	6,09	0,64	2,02	10,96	99,32
		3,49	0,02	0,45		1,54	0,38	0,20		0,15	0,61	0,04			
II2	77100	44,60	0,34	5,90	20,31	2,82	2,95	2,55	0,03	0,98	6,07	0,66	1,93	10,20	99,34
		3,45	0,02	0,54		1,55	0,34	0,20	0,02	0,15	0,60	0,04			
II2	1895	44,73	0,20	5,23	20,55	1,98	3,49	2,60	0,27	0,79	5,94	0,05	2,67	11,13	99,63
		3,52	0,01	0,48		1,48	0,41	0,22	0,02	0,12	0,60				



Таблица. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Тихий океан, островной склон о.Хоккайдо, 0–5 см и 720–760 см (глобули)															
II3	6161a	<u>46,84</u> 3,63	<u>0,24</u> 0,01	<u>1,50</u> 0,14	<u>27,38</u> 1,77	<u>1,36</u> 0,46	<u>3,94</u> 0,04	<u>0,44</u> 0,04		<u>0,43</u> 0,06	<u>6,10</u> 0,60		5,95	5,54	99,72
II3	6161b	<u>48,71</u> 3,71	<u>0,21</u> 0,01	<u>1,49</u> 0,13	<u>26,57</u> 1,71	<u>1,44</u> 0,45	<u>3,97</u> 0,45		0,01	<u>0,55</u> 0,08	<u>5,96</u> 0,58		5,34	5,55	99,80
Неоген, о.Хоккайдо, район Исикари, поронайская формация, зерна ярко зеленого цвета															
II4	Isik1	<u>51,38</u> 3,65		<u>4,25</u> 0,36	<u>23,82</u> 1,62	<u>2,91</u> 0,34	<u>3,23</u> 0,04	<u>0,55</u> 0,04		<u>0,78</u> 0,11	<u>6,82</u> 0,62		6,62		100,36
II4	Isik2	<u>51,25</u> 3,62		<u>4,44</u> 0,37	<u>22,22</u> 1,61	<u>3,62</u> 0,37	<u>3,53</u> 0,37	<u>0,62</u> 0,05		<u>0,84</u> 0,12	<u>6,95</u> 0,63		6,23		99,70
Шельф Японских островов, округлые и неправильной формы зерна темно-зеленого и черного цветов															
III1	7371	<u>48,50</u> 3,66	<u>0,43</u> 0,02	<u>4,40</u> 0,39	<u>24,40</u> 1,60	<u>1,70</u> 0,29	<u>2,60</u> 0,06	<u>0,80</u> 0,06	0,02	<u>0,60</u> 0,09	<u>5,00</u> 0,48		2,30	8,80	99,55
III1	7371/1	<u>47,50</u> 3,62	<u>0,25</u> 0,01	<u>3,54</u> 0,32	<u>24,30</u> 1,65	<u>2,01</u> 0,36	<u>3,17</u> 0,02	<u>0,25</u> 0,02	0,03	<u>0,47</u> 0,07	<u>7,28</u> 0,71	<u>0,17</u> 0,01		7,97	96,94
III1	7162/2	<u>48,90</u> 3,67	<u>0,32</u> 0,02	<u>5,50</u> 0,49	<u>19,60</u> 1,38	<u>2,20</u> 0,35	<u>3,10</u> 0,17	<u>2,10</u> 0,17	0,02	<u>0,40</u> 0,06	<u>5,80</u> 0,56		1,60	10,00	99,54
III1	Aom6	<u>53,58</u> 3,76	<u>0,07</u> 0,07	<u>7,17</u> 0,58	<u>18,27</u> 1,28	<u>2,87</u> 0,30	<u>2,95</u> 0,30	<u>0,89</u> 0,07	0,02	<u>1,23</u> 0,16	<u>5,34</u> 0,47		8,54		100,93
Залив Аомори, современный шельф о.Хонсю (Япония)															
III1	Aom1	<u>56,37</u> 3,95	<u>0,24</u> 0,01	<u>11,74</u> 0,97	<u>6,14</u> 0,57	<u>2,13</u> 0,35	<u>3,33</u> 0,20	<u>2,63</u> 0,20		<u>2,06</u> 0,28	<u>1,67</u> 0,15		13,39		99,70
III1	Aom2	<u>48,10</u> 3,45	<u>0,49</u> 0,03	<u>16,22</u> 1,37	<u>15,13</u> 0,87	<u>0,42</u> 0,40	<u>3,78</u> 0,15	<u>1,95</u> 0,15		<u>1,16</u> 0,16	<u>0,93</u> 0,09		11,43		99,61
III1	Aom3	<u>47,90</u> 3,41	<u>0,50</u> 0,03	<u>15,77</u> 1,36	<u>16,77</u> 0,94	<u>0,31</u> 0,41	<u>3,81</u> 0,14	<u>1,78</u> 0,14		<u>1,21</u> 0,17	<u>0,97</u> 0,09		10,82		99,84
III1	Aom4	<u>44,66</u> 3,22	<u>0,46</u> 0,03	<u>14,26</u> 1,21	<u>20,57</u> 1,35	<u>1,92</u> 0,37	<u>3,45</u> 0,37	<u>1,86</u> 0,14		<u>1,25</u> 0,17	<u>1,29</u> 0,12		9,87		99,59
Шельф Японских островов, глинистые обломки светло-зеленого и желтовато-зеленого цветов															
II1	5878	<u>54,87</u> 3,85	<u>0,40</u> 0,02	<u>7,46</u> 0,62	<u>14,03</u> 0,93	<u>1,63</u> 0,49	<u>4,71</u> 0,24	<u>3,20</u> 0,24	0,02	<u>1,50</u> 0,20	<u>2,30</u> 0,21	0,20	3,02	7,14	100,48
II1	M-215	<u>55,90</u> 3,86	<u>0,37</u> 0,02	<u>9,03</u> 0,73	<u>14,27</u> 0,94	<u>1,79</u> 0,34	<u>3,31</u> 0,15	<u>2,05</u> 0,15	0,02	<u>1,55</u> 0,21	<u>2,74</u> 0,24	0,28	3,40	5,78	100,49
II1	M-197/1	<u>50,88</u> 3,77	<u>0,30</u> 0,02	<u>6,50</u> 0,57	<u>17,41</u> 1,12	<u>1,20</u> 0,47	<u>4,30</u> 0,25	<u>3,17</u> 0,25	0,03	<u>0,87</u> 0,13	<u>2,06</u> 0,19	0,20	6,11	7,00	100,03
II1	M-176	<u>54,23</u> 3,85	<u>0,30</u> 0,02	<u>5,20</u> 0,43	<u>20,00</u> 1,28	<u>1,18</u> 0,27	<u>2,60</u> 0,15	<u>2,00</u> 0,15	0,03	<u>1,75</u> 0,24	<u>3,20</u> 0,29	0,38	4,00	5,60	100,47
II1	7162	<u>52,00</u> 3,78	<u>0,24</u> 0,01	<u>6,20</u> 0,53	<u>19,74</u> 1,27	<u>1,60</u> 0,32	<u>3,20</u> 0,18	<u>2,27</u> 0,18	0,04	<u>1,00</u> 0,14	<u>2,76</u> 0,26	0,30	4,71	6,40	100,46
II1	7468	<u>49,00</u> 3,77	<u>0,39</u> 0,01	<u>4,50</u> 0,53	<u>24,50</u> 1,27	<u>1,00</u> 0,35	<u>2,40</u> 0,18	<u>0,80</u> 0,18	0,01	<u>1,60</u> 0,14	<u>3,30</u> 0,26		4,00	8,70	100,20
II1	Aom5	<u>55,81</u> 3,84	<u>0,32</u> 0,02	<u>9,91</u> 0,80	<u>12,80</u> 0,93	<u>2,31</u> 0,32	<u>3,07</u> 0,32	<u>1,62</u> 0,12		<u>1,89</u> 0,26	<u>2,67</u> 0,23		8,32		98,72
Неоген, миоцен, Южный Сахалин, зерна псаммитовой размерности светло-желтого цвета															
II2	Pls1	<u>48,10</u> 3,54		<u>14,35</u> 1,25	<u>13,75</u> 0,76		<u>4,48</u> 0,49	<u>2,49</u> 0,20		<u>0,47</u> 0,07	<u>3,43</u> 0,32		6,57	5,88	99,52
II2	Schm	<u>48,47</u> 3,59		<u>15,51</u> 1,35	<u>17,92</u> 1,00		<u>0,31</u> 0,03	<u>0,86</u> 0,07		<u>1,16</u> 0,16	<u>2,11</u> 0,20		6,90	6,09	99,33
II2	Arak	<u>47,41</u> 3,67	0,10	<u>3,49</u> 0,32	<u>24,38</u> 1,66	<u>1,88</u> 0,41	<u>3,53</u> 0,09	<u>1,13</u> 0,09		<u>0,17</u> 0,03	<u>3,30</u> 0,33	0,06	8,40	6,04	99,89
II2	Pls2	<u>48,47</u> 3,61		<u>15,51</u> 1,36	<u>17,42</u> 0,98		<u>0,31</u> 0,03	<u>0,86</u> 0,07		<u>1,16</u> 0,17	<u>2,11</u> 0,20		6,09	6,90	98,83



**Рис. 4.** Округлые зерна черного и темно-зеленого цвета.

а – пр. М-197/2, зерна с трещинами, заполненными глинистым материалом,  $\times 49$ ; б – пр. М-176/2, то же, но без трещин,  $\times 42$ ; в – пр. М-176/2а, округлые зерна с включением (в виде вкрапленников) кварца,  $\times 36$ ; г – пр. М-176/3, округлые зерна с трещинами, заполненными глинистым материалом,  $\times 43$ ; д – пр. 7371/3 желтовато-оранжевые корки с округлыми зернами внутри их,  $\times 39$ ; е – слепки раковин фораминифер (пр. 5878/1 из Корейского пролива), возможно принесенные из Восточно-Китайского моря,  $\times 38$ .

восточнее (ст. М-176) среди 30 количество темно-зеленых (до черных) зерен возрастает до 25 %. Здесь они имеют несколько иной облик – слабоудлиненной, уплощенной и неправильной, реже округлой формы. Преобладающий их размер 0,3–0,4 мм, а максимальный – до 1 мм. Поверхность блестящая, матовая, гладкая и микробугристая, а при сильном увеличении выглядит микроячейистой. Преобладающая часть зерен (до 80 % от суммы) без трещин (рис. 4б, проба М-176/2). Иногда среди них встречаются разности с включениями кварца в виде вкрапленников (рис. 4в, проба М-176/2а). Эти темно-зеленые зерна образованы, по-видимому, путем разрушения (размыва) глауконитизированных, частично окремненных коренных пород побережья. При гидрослюдизации этих пород произошло изменение тонкого глинистого материала породы, а зерна кварца остались в виде включений.

Другая часть темно-зеленых зерен (около 20 % от суммы) – округлой и неправильной формы. Поверхность разбита сетью микротрещин (рис. 4г, проба 176/3), часто заполненных светло-зеленым глинистым материалом. Трещины иногда как бы делят ее на отдельные сегменты. Зерна, по-видимому, образованы в порах и пустотах вулканогенных пород. Они не содержат в себе терригенных примесей. Здесь же (ст. М-176) темно-зеленые зерна иногда встречаются в виде включений в светло-зеленых обломках (рис. 2д, проба М-176/3в) и, следовательно, древнее их по возрасту.

Напротив п-ова Ното на островном склоне (ст. 7371, глубина 266 м) в алевритово-псаммитовых микритах 30 составляют около 50 %. Здесь они представлены в основном зелеными и темно-зелеными зернами. Кроме них встречаются также желтовато-оранжевые “корки” гидроксидов железа (до 1% от суммы), в которые “впаяны” зеленые и темно-зеленые зерна, обломки вулканического стекла, стеклянные спикулы губок, обломки карбонатных раковин (фораминифер) и диатомей (рис. 4д, проба 7371/3).

Зеленые и темно-зеленые зерна на этой станции не содержат в себе включений терригенных минералов. Они неправильной (слегка округлой, в результате частичного окатывания), иногда причудливой формы. Поверхность блестящая, микроячейистая, разбита сетью более крупных микротрещин, которые заполнены глинистым материалом. Они подобны трещиноватым зернам предыдущей станции (рис. 4г, проба 176/3).

Желтовато-оранжевые “корки” с “впаянными” в них зелеными и темно-зелеными зернами (рис. 4д, проба 7371/3) позволяют сделать предположение об

образовании их на материковом склоне. По-видимому, зеленые и темно-зеленые зерна первоначально попадали на мелководную часть шельфа (за счет абразии и разрушения некрепких коренных пород, в порах которых они находились), а затем в спокойные периоды эти осадки (включая и зеленые зерна) заливались с образованием окисленного (бурый цвет) горизонта. Во время понижения уровня моря в климатический минимум эта часть шельфа осушалась, и окисленный горизонт осадков превращался в желтовато-оранжевую корку с “запечатанными” в нее терригенными обломками (включая и зеленые зерна). По вновь образованным на шельфе речным долинам осадки шельфа (в том числе и оранжевые “корки”) водными потоками выносились в верхнюю часть материкового склона, где и обнаружены. Присутствие в “корках” микрофауны и микрофлоры (спикулы губок, диатомей и фораминиферы) свидетельствуют об их образовании в морских условиях.

У северной оконечности о. Хонсю на шельфе (ст. 7162, глубина 110 м) смоляно-черные округлые зерна составляют до 5 % от общей суммы 30, найденных в мелкозернистых песках. Они с гладкой глянцевой поверхностью, как правило без трещин. Крупные зерна (0,5–1 мм) имеют неправильную и причудливую форму и повторяют конфигурацию пустот вмещающих их пород, а средние (0,25–0,5 мм) – уже округло-овальной формы со сглаженными гранями. Они, по-видимому, частично обработаны при транспортировке.

В проливе Лаперуза на шельфе (проба 7468) зерна составляют до 7 % от общей суммы 30. Они все округлые, будто уплощенные, удлиненные или другой формы. Поверхность глянцевая, обычно без трещин, реже с трещинами, заполненными глинистым материалом (аналог пробы 176/3, рис. 4г). В свежем сколе при большом увеличении под биноклем видно, что внешняя часть зерна – микрозернистого строения, а к его центральной части зернистость увеличивается.

На сахалинском шельфе по линии профиля (ст. 7447–7451) в реликтовых разнозернистых песках зерна составляют около 4 % от общей суммы 30. Они представлены округло-овальными, иногда таблитчато-округлыми разностями. Под микроскопом в проходящем свете они ярко-зеленого цвета с бурой каемкой гидроксидов железа. В скрещенных николях подавляющая часть зерен – микроагрегатного строения, реже чешуйчато-микроагрегатного. Одни представляют собой псевдоморфозы по диатомеям с сохранившейся (характерной для них) структурой, другие образованы по полевым шпатам и обломкам вул-

каногенных пород, но преобладающая часть зерен имеет глобулярное строение.

Таким образом, анализ темно-зеленых (до черных) зерен показывает, что на островном шельфе Японского моря они присутствуют почти на всех станциях. Вероятно, они образованы в порах и пустотах вулканогенных пород толщи “зеленых туфов”, реже (ст. 176) – в результате разрушения глауконитизированных коренных пород (когда присутствует кварц). Кроме того, зерна встречаются в виде включений в глинистых обломках, которые оказались на шельфе как обломочный компонент после разрушения уплотненных зеленых глин толщи “зеленых туфов”. По химическому составу, в подавляющем большинстве, они близки селадониту (табл.). Рентгеноструктурный анализ порошковых проб показал, что глинистые минералы в них представлены, в основном, гидрослюдой и, в меньшей мере, смешаннослойными образованиями типа гидрослюда–сметит (5–10 %) (рис. 3.И, 1, 2). Отличительной особенностью темно-зеленых зерен является чистота минерального состава (т.е. отсутствуют примесные обломочные минералы типа гидрослюды, кварца, плагиоклаза, кальцита и др.). Они по внешнему облику схожи (более темные и менее подвержены подводному “выветриванию”) с округлыми зернами хребта Садо, описанными [10]. На станции они иногда встречаются в виде включений в крупных глинистых обломках (рис. 2в, проба М-197/3), что говорит об их более раннем возрасте по сравнению с обломками.

**Слепки раковин фораминифер** на островном шельфе на всех станциях среди ЗО присутствуют в незначительных количествах – до 1% от суммы. В Корейском проливе (ст. 5878) они встречаются крайне редко и только в раковинах в виде ядер. В расколовшейся раковине можно наблюдать выступающую светло-зеленую часть слепка. Преобладающая часть раковин фораминифер заполнена свежим глинистым материалом, не претерпевшим каких-либо изменений (рис. 4е, проба 5878/1). Сами раковины имеют свежий облик. По видовому составу они идентичны комплексу раковин фораминифер северной части Желтого моря (устное заключение В.К. Аннина). Поверхность раковин матовая. Иногда они частично разрушены, по-видимому, за счет перемещения по дну. Раковины со слепками внутри могли быть принесены в эту часть Корейского пролива из Восточно-Китайского моря, а без слепков, свежего облика (не перемещенные по дну), в прижизненном состоянии могли находиться в самом проливе.

Вблизи о. Хонсю (ст. М-197) слепки раковин фораминифер среди ЗО также встречаются крайне

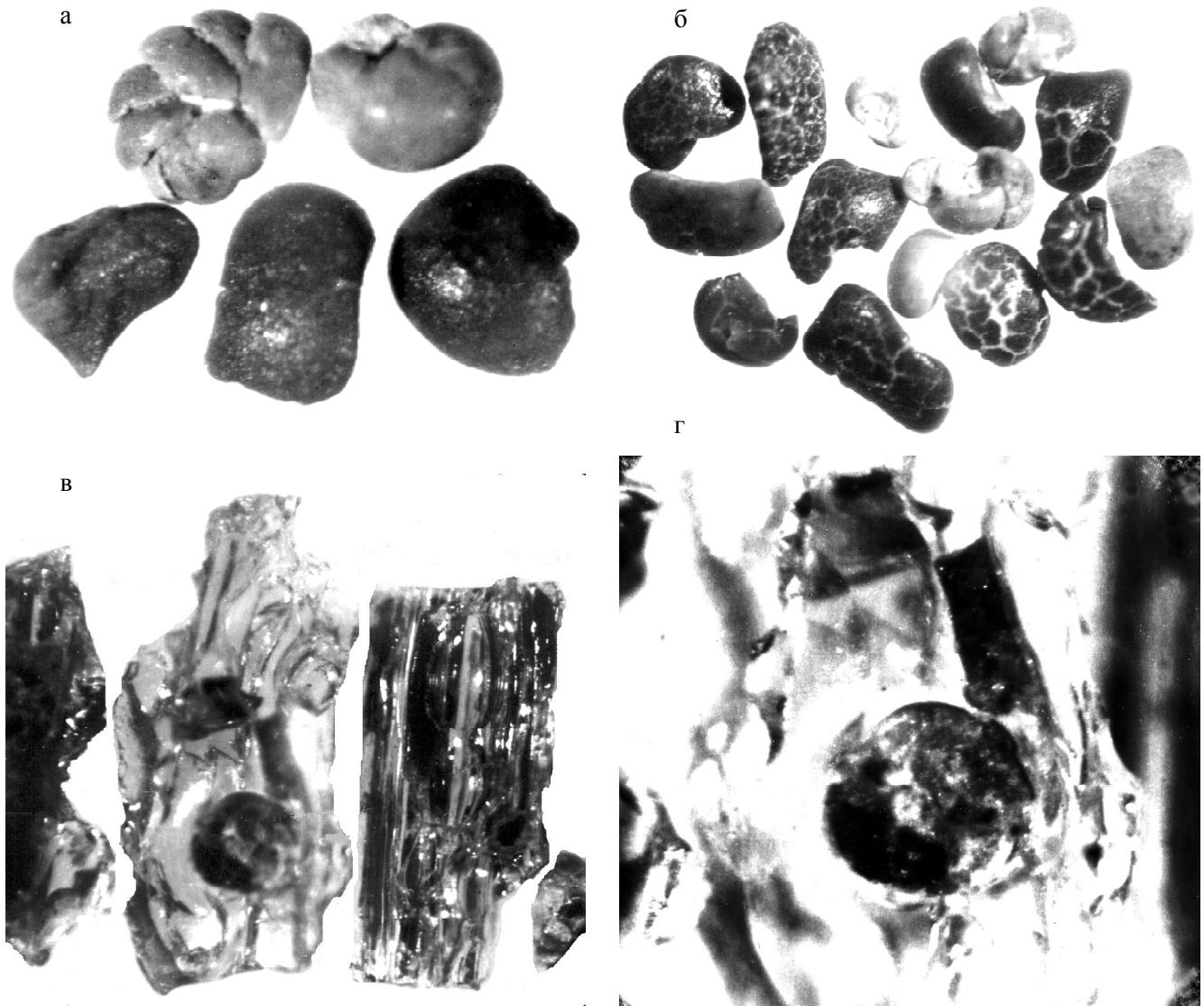
редко, хотя полых раковин и раковин, заполненных неизменным современным глинистым материалом, в электромагнитной подфракции осадков здесь до 30 % от суммы. Слепки состоят из пелитоморфного глинистого материала. На станции М-153 они также заключены в раковины. Если раковина частично разрушена, то выступающая часть слепка – светло-зеленого цвета, по внешнему виду не отличающаяся от слепков предыдущих станций (5878, М-197). По-видимому, уже в раннеголоценовое время, когда Корейский пролив был значительно мельче, они могли быть принесены теплым течением Куроиси с шельфа Восточно-Китайского моря.

На ст. М-176 слепки (проба М-176/4) среди ЗО также составляют доли процента. Они встречаются в виде единичных экземпляров и, как правило, заключены в раковины. Иногда из расколовшихся раковин видимая часть слепка гладкая, глянцевая, светло-зеленого цвета, без трещин, свежего облика. Они, по-видимому, также принесены из Восточно-Китайского моря. Их возраст, как и вмещающих осадков, позднеплейстоценовый.

Напротив п-ова Ното на островном склоне (ст. 7371, глубина 266 м) слепки (рис. 5а, проба 7371/4) по внешнему виду и конфигурации отличаются от таковых в Восточно-Китайском море и, по-видимому, образованы *in situ* на островном шельфе Японского моря. Они хорошо сохранили форму раковин, поверхность их гладкая, глянцевая, без трещин, светло-зеленого и зеленого цвета. Раковины, присутствующие совместно со слепками, и слепки, по форме отвечающие форме раковин, представлены видами, характерными для островного шельфа Японского моря (заключение В.К. Аннина).

У северной оконечности о. Хонсю на шельфе (ст. 7162, глубина 110 м) слепки раковин фораминифер (рис. 5б, проба 7162/4) в осадках встречаются обычно в виде отдельных обломков с отпечатком раковины на поверхности, реже – в виде целого слепка. Они имеют различную окраску – от светлых, до темно-серых и буровато-зеленых. Одни – совершенно без трещин, свежего облика (светло-серые), другие покрыты сетью открытых микротрещин (желтовато-зеленые и светло-зеленые), третьи (темно-зеленые) – с трещинами, заполненными неизменным глинистым материалом.

Все слепки имеют близкий минеральный состав (состоят в основном из смектита типа нонтронита, с различным соотношением смешаннослойных пакетов типа смектит–гидрослюда) (рис. 3.И, 1) и, вероятно, не одинаковы по возрасту. Так, светло-серые свежие разности, скорее всего, – раннеголоценового возраста, а желтовато-зеленые и светло-зеленые слепки – уже позднеплейстоценового. По конфигурации и форме слепки отличаются от таковых, распро-



**Рис. 5.** Слепки раковин фораминифер (а,б) и ЗО в вулканическом стекле (в,г).

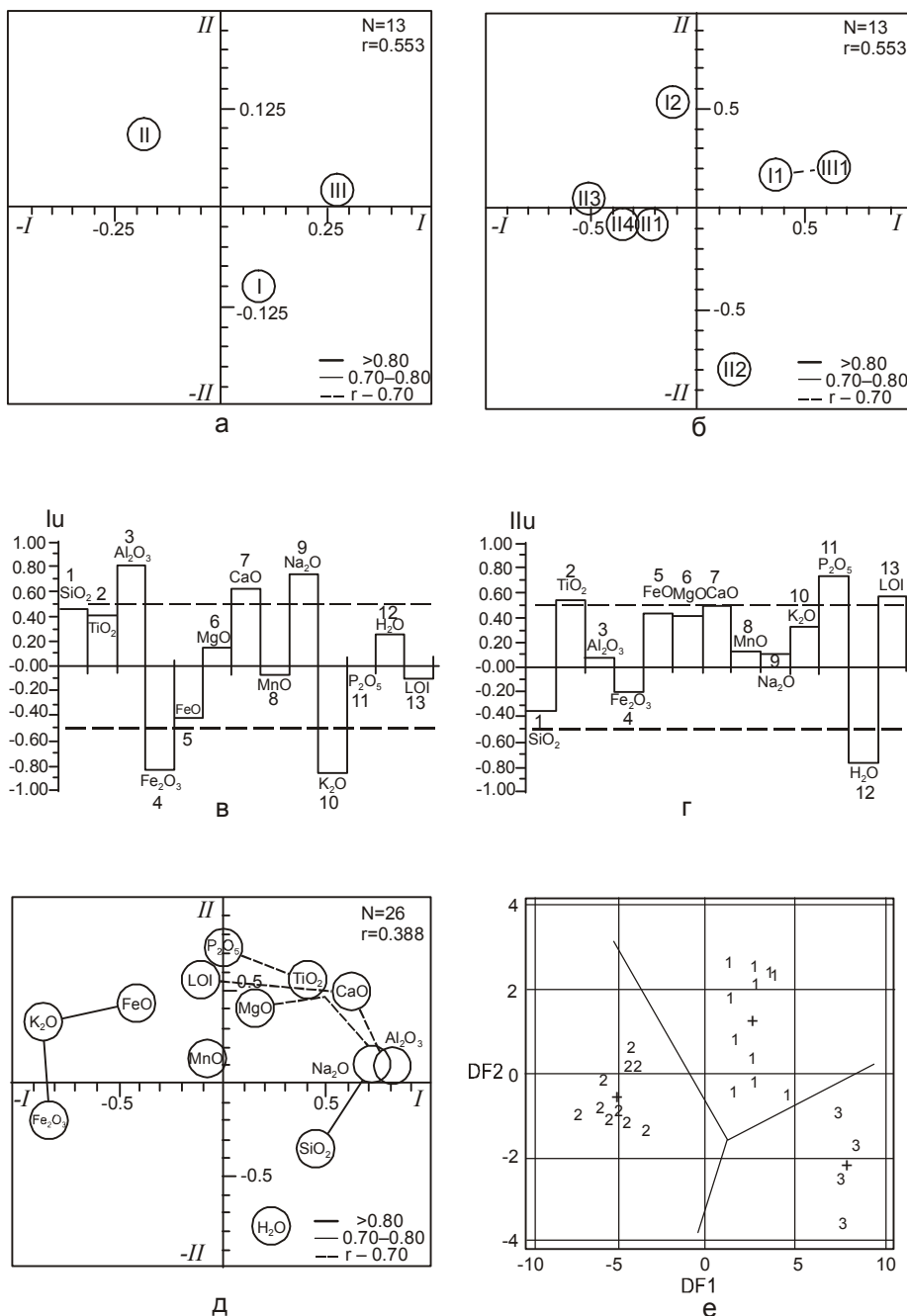
а – пр. 7371/4, слепки, образованные в раковинах на островном шельфе Японского моря,  $\times 50$ ; б – пр. 7162/4, фрагменты слепков,  $\times 44$ ; в – пр. М-176/5, включения зеленых образований в полостях вулканического стекла,  $\times 44$ ; г – то же, увеличенный фрагмент, неравномерная раскристаллизация ЗО в полости вулканического стекла. Вокруг включения видна прозрачная оторочка,  $\times 87$ .

страненных на шельфе в Южно- и Восточно-Китайском морях, что свидетельствуют об их образовании на месте (на островном шельфе в Японском море).

У пролива Лаперуза (ст. 7468) слепки в виде ядер (проба 7468/4) встречаются крайне редко и обычно разрушены до состояния глинистых обломков, но на своей поверхности сохраняют отпечаток раковины, по которому и распознаются. Они желтовато-зеленого и светло-зеленого цвета, разбиты неправильной сетью трещин, заполненных глинистым материалом, реже без трещин, в свежем сколе микроагрегатного строения и состоят, в основном, из смек-

тита (рис. 3.1, 1, 2). По внешнему виду они не отличаются от слепков предыдущей станции.

Таким образом, на островном шельфе Японского моря слепки раковин фораминифер встречаются в очень незначительном количестве (обычно доли процента). В Корейском проливе и вблизи его они по форме отвечают видовому составу фораминифер из Желтого моря, а севернее п-ова Ното (ст. 7371) форма слепков уже близка к форме раковин фораминифер, характерных для островного шельфа. Вероятно, в южную часть островного шельфа слепки могли быть принесены из Восточно-Китайского моря теп-



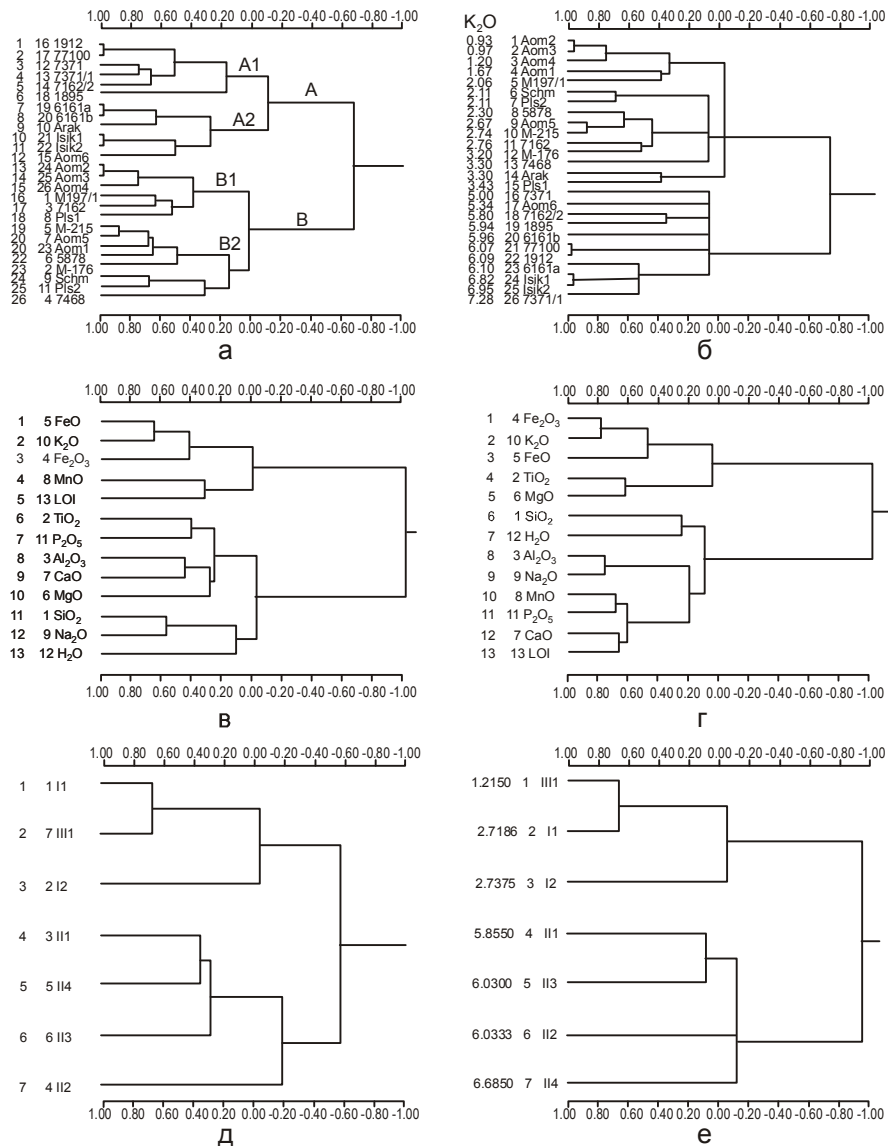
**Рис. 6.** Результаты статистической обработки данных с помощью R-факторного и дискриминантного анализов.

а-б – факторная диаграмма: связи между группами: а – для трех предварительных групп; б – для семи предварительных подгрупп. Использованы данные для всех анализов. I, -I – нормированные значения первого фактора; II, -II – второго фактора (без вращения). N – количество исследованных элементов в анализе, r – критическое значение для коэффициента сходства (95%-й уровень значимости). Линии – коэффициенты сходства. в-г – диаграммы R-факторных нагрузок для первого (в) и второго (г) факторов (без варимаксного вращения). д – R-факторная диаграмма для первых двух факторов, построенная без учета варимаксного вращения; I, -I – нагрузки первого фактора; II, -II – нагрузки второго фактора; N – количество анализов, r – критическое значение для коэффициента корреляции (95%-й уровень значимости). Линии – коэффициенты корреляции; е – дискриминантный анализ для трех предварительных групп (I, II, III): 1 – группа I; 2 – группа II; 3 – группа III. LOI – потери при прокаливании.

лым Цусимским течением, а севернее п-ова Ното образованы на месте.

**Обломки вулканического стекла** с газовыми полостями, заполненными буровато-зеленым и темно-зеленым глинистым материалом, среди ЗО на островном шельфе Японского моря составляют доли процента. Наиболее представительная проба получена на станции М-176 (глубина 160 м). Стекло здесь в виде угловатых оскольчатых обломков, как правило, свежего облика, воднопрозрачное, бесцветное (рис. 5в). Включения повторяют форму полостей (палочки, сосульки, сферы). Поверхность их глянцевая, гладкая, окраска буровато-зеленая или темно-зеле-

ная. Создается впечатление, что эти пустоты (полости) были заполнены при участии циркулирующих иловых и поровых вод уже после погребения стекла в слое осадков. Под бинокляром при сильном увеличении можно наблюдать концентрическую зональность в их образовании – более тонкозернистую структуру у стенки полости и лучше раскристаллизованную внутреннюю часть. Между ядром и стенкой полости видна тонкая светлая каемка (рис. 5г, проба М-176/5а). Сами включения представлены, в основном, смектитом с небольшим количеством (10–20 %) смешаннослойных образований типа смектит-гидро-слюда (рис. 3.1, 1).



**Рис. 7.** Результаты статистической обработки данных с помощью кластерного анализа.

а – диаграмма связи между всеми химическими анализами (Q-кластерная), обычная (неупорядоченная); б – то же, упорядоченная по возрастанию  $K_2O$ ; в – диаграмма связи между химическими элементами согласно их процентному содержанию во всех анализах (R-кластерная), обычная; г – то же, по средним значениям для групп; д – диаграмма связи между группами анализов (Q-кластерная) по их средним значениям, обычная; е – то же, упорядоченная по возрастанию  $K_2O$ . По горизонтальной оси – значения коэффициентов корреляции, по вертикальной оси на рис. 7б и 7е – содержание  $K_2O$  (в %).

### РЕЗУЛЬТАТЫ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Первоначальная выборка, представленная для расчета, содержит 26 химических анализов и 13 признаков – процентных содержаний химических элементов. Эта выборка по генетическим признакам была предварительно разбита на три основные группы (I, II, III) и семь подгрупп (I1, I2, II1, II2, II3, III1, III2) (табл., рис. 6, 7).

**R-факторный анализ** применялся в комбинации с корреляционным, когда, кроме получения числовой информации (согласно стандартному методу главных факторов с варимаксным вращением и использованием матрицы коэффициентов корреляции), производится построение особой графической диаграммы (рис. 6д). На ней координатные оси представлены факторными нагрузками (для I и II факторов), а

статистически значимые положительные связи (коэффициенты корреляции) изображаются линиями, соединяющими точки с коррелирующимися признаками. Кроме этого, для анализа сходства между химическими анализами нами использовалась особая модификация R-факторного анализа (переходная к Q-факторному методу), при которой сходным образом графически изображались отдельные объекты – группы анализов (рис. 6а, 6б). Чтобы получился такой рисунок, вычисленные значения R-факторов центрировались, нормировались (на стандартное отклонение и квадратный корень из количества значений), усреднялись, выносились на график и связывались линиями, отражающими матрицу коэффициентов корреляции между объектами [14, 17, 24].

Для искомой выборки расчеты показали, что шесть факторов обеспечивают 88.6 % общей диспер-

сии (первый фактор – 28.3 %, второй – 20.2 %). Глядя на оси R-факторных диаграмм (рис. 6д) и на гистограммы состава факторов для этих осей (рис. 6в, 6г) мы можем заключить, что наибольшая изменчивость свойств выборки (первый фактор, обеспечивающий наибольшую долю суммарной дисперсии) возникает из-за противопоставления восьми элементов с положительными факторными нагрузками ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{H}_2\text{O}$ ) остальным пяти, имеющим отрицательные нагрузки ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{LOI}$ ) (рис. 6в). При этом особый вклад в противопоставление (если установить критическую величину факторной нагрузки, например 0.5, как это сделано на гистограмме рис. 6в) дает соотношение  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  (в меньшей степени также  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$ ), с одной стороны, и  $\text{K}_2\text{O}$  вместе с  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (в меньшей степени также с  $\text{FeO}$ ), с другой. Компоненту с повышенным содержанием элементов из второго набора (с отрицательными нагрузками) можно связать, в первую очередь, с гидрослюдистыми и, в меньшей степени, со смешаннослойными минералами, а из первого – в основном с глинистыми (преимущественно смектитовыми) образованиями с незначительной примесью обломочных компонентов. Поскольку первый набор связан с положительными факторными нагрузками, то его преобладание должно смещать значения первого фактора в сторону положительных величин; аналогично, повышенное содержание элементов из второго набора должно вызывать появление отрицательных значений. Для случая с разделением выборки на три группы (рис. 6а) преобладание первого (глинистого) компонента над вторым должно быть связано с группой III, а второго (смешаннослойного) над первым – с группой II; группа I имеет примерно равное содержание двух составляющих. При разделении на семь подгрупп (рис. 6б) повышенное содержание первого компонента связано с подгруппами II и III (они связаны между собой и значимой корреляционной связью), а второго – с подгруппами III1, III4 и, главным образом, III3.

Аналогичным образом устанавливаем, что второй фактор изменчивости (рис. 6г) заключается в противопоставлении  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{H}_2\text{O}$  (имеющим отрицательные нагрузки) всем остальным элементам с положительными нагрузками. Минеральный компонент, соответствующий первому набору элементов, можно сопоставить с аморфным кремнеземом, имеющим примесь гидроксидов железа. Если разделить всю выборку на три группы (рис. 6а), то избыток этого компонента (судя по значительным отрицательным значениям второго фактора) окажется характерным для группы I (в сравнении с группами II и III), а при разделении на семь подгрупп (рис. 6б) – для подгруппы II2 (в сравнении со всеми остальными).

Проанализировав приведенные корреляционные зависимости (рис. 6д), мы можем отметить при-

мерно такую же группировку элементов, что и на диаграммах факторных нагрузок. Выделяются следующие подразделения: 1) группа из трех тесно связанных между собой химических элементов ( $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$ ), которая, как было предположено выше, отвечает за формирование преимущественно гидрослюдистых минералов; 2) группа из восьми элементов, связанных между собой в основном слабыми корреляционными отношениями ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{LOI}$ ); 3) два независимых элемента ( $\text{MnO}$  и  $\text{H}_2\text{O}$ ), не связанные с какими-либо другими элементами и друг с другом.

**Дискриминантный анализ** использовался в модификации, принятой в наборе компьютерных программ StatGraphics. Для случая трех предварительно выделенных генетических групп (I, II, III) (рис. 6е) он показал возможность их отчетливого разграничения согласно рассчитанным значениям двух первых дискриминантных функций (DF1 и DF2). Близкий результат мы уже рассматривали для модифицированной факторной диаграммы, показывающей объекты (рис. 6а).

Параметры дискриминантных функций следующие:

$$\text{DF1} = -2.39\text{SiO}_2 + 0.17\text{TiO}_2 - 0.78\text{Al}_2\text{O}_3 - 2.56\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0.22\text{FeO} - 0.25\text{MgO} - 0.81\text{CaO} - 0.13\text{MnO} + 0.64\text{Na}_2\text{O} - 0.24\text{P}_2\text{O}_5 + 0.10\text{H}_2\text{O} - 1.24\text{LOI}$$

$$\text{DF2} = -1.22\text{SiO}_2 + 1.05\text{TiO}_2 - 1.78\text{Al}_2\text{O}_3 - 1.41\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0.82\text{FeO} - 0.45\text{MgO} + 0.91\text{CaO} - 0.43\text{MnO} + 0.04\text{Na}_2\text{O} - 0.26\text{P}_2\text{O}_5 - 1.27\text{H}_2\text{O} - 1.58\text{LOI}$$

Определяющее значение имеет первая функция, причем ее вклад составляет 93.74 % от суммы собственных значений. Иначе говоря, одной (первой) дискриминантной функции в принципе достаточно для разграничения трех отмеченных групп. Из просмотра значений коэффициентов для нее видно, что основным элементом, с помощью которого можно различить группы, является натрий с довольно большой положительной величиной коэффициента для его окисла ( $\text{Na}_2\text{O}$ ). Положительные коэффициенты также имеют только  $\text{TiO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , но их величины малы. Все остальные переменные имеют отрицательные значения (с наибольшей абсолютной величиной при этом выделяются  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{LOI}$ ). Таким образом, группа III (рис. 6е) выделяется по избытку  $\text{Na}_2\text{O}$  (вероятно, преимущественно благодаря обломочному плагиоклазу), группа II – по преобладанию большинства остальных элементов над натрием, группа I занимает промежуточное значение.

Для построения дендрограммы в **R- и Q-класстерных анализах** в качестве меры сходства использовались значения коэффициентов корреляции.

**R-кластерный анализ** (рис. 7в и 7г) объединил элементы в две основные группы, близкие к по-



лученным в результате R-факторного анализа (рис. 6д). Некоторые несовпадения касаются содержаний MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и LOI, не имеющих (как показывают R-факторные диаграммы рис. 6в и 6г) ощутимого вклада в общую дисперсию.

**Q-кластерный анализ** сгруппировал все 26 химических анализов в свои особые группы (рис. 7а): сначала он сформировал кластеры А и В, а затем – подкластеры А1, А2, В1 и В2. Внимательное рассмотрение состава новообразованных групп показывает, что принципиального отличия их от предварительно выделенных другими методами (I, II, III) нет. На это указывает и иерархия предварительных групп, полученная согласно средним значениям элементов в них (рис. 7д).

Нами использовалась также особая модификация кластерного анализа, которая реализует так называемый анализ с ограничениями или упорядоченный кластерный анализ. Он анализирует результаты не только для обычной выборки, но и для упорядоченной, выстроенной в ряд по определенному закону самим исследователем [17]. В нашем случае мы это выполнили согласно возрастанию K<sub>2</sub>O (рис. 7б, 7е). При этом четко выделяется граница первого порядка в распределении K<sub>2</sub>O, разделяющая все анализы на две группы – более 3.5% и менее.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ морфологии зерен, их минерального и химического составов, статистическая обработка позволили предварительно выделить среди ЗО резко отличные генетические группы (табл.). Предполагалось, что обломкам (подгр. II) и округлым зернам (подгр. III) шельфа будут идентичны таковые в неогеновых коренных породах островов Сахалина, Хоккайдо и хр. Садо (подгр. I2 и II2, III3, III4). В отдельную подгруппу были выделены химические анализы “глауконитов” современного шельфа зал. Аомори (подгр. III1). Как предполагалось (и как было описано выше), дискриминантный анализ подтвердил и хорошо разграничил химические анализы трех основных предварительных групп I, II и III (рис. 6е).

Среди кластерных групп и подгрупп анализы распределились следующим образом. В группе А – подгруппа А1 включает анализы хр. Садо и островного шельфа о. Хонсю, а подгруппа А2 – анализы островного склона о. Хоккайдо и “глауконитов” неогеновых коренных отложений самого о. Хоккайдо (табл., рис. 7а). Это позволяет утверждать, что образование округлых темно-зеленых и черных зерен этих подгрупп происходило в одинаковых или близких между собой условиях.

*Округлые, иногда угловатые (причудливой формы) темно-зеленого и черного цвета зерна ЗО шельфа Японских островов (группа А) резко отличаются от обломков (группа В). Они с глянцевой (окатанные с матовой) гладкой поверхностью, с микротрещинами, заполненными глинистым материалом, или без трещин. В свежем сколе они микроагрегатного сложения или представляют собой секреции, в которых периферийная часть микрозернистая, а центральная – более раскристаллизованная. Эти ЗО образованы, по-видимому, в порах и пустотах вулканогенных пород. По Ж.С. Одину (Odin) [22], образование таких округлых зерен происходит в замкнутой или полужамкнутой среде без достаточного доступа морской воды. В порах и пустотах создаются условия, благоприятные для кристаллизации Fe-содержащих слоистых силикатов. Причем, на минеральный состав этих образований, кроме минералообразующего раствора, по-видимому, оказывают влияние температура, среда (рН), глубина залегания и время, необходимое для “вызревания” зерен. Отличительной особенностью этих ЗО является их “чистота”, т.е. отсутствие в них терригенных компонентов: кварца, плагиоклаза и других минералов. Они представлены гидрослюдой (рис. 3.П, 1) с подчиненным количеством смешаннослойных гидрослюда-сметит (5–10 %) и по химическому составу близки к селадонитам. По внешнему облику и химическому составу они схожи с округлыми темно-зелеными зернами селадонитового типа хребта Садо (подгруппа А1) и округлыми ярко-зелеными зернами поронайской свиты о. Хоккайдо (подгруппа А2). Присутствие описываемых зерен в виде включений в глинистых обломках группы В (уплотненных глинах) указывает на их более ранний возраст по сравнению с обломками, а наличие таких зерен в глауконитовых песчаниках поронайской свиты позволяет предположить, что они неогенового возраста.*

Группа В объединяет химические анализы обломков ЗО островного шельфа и “глауконитов” коренных пород островной дуги (островов Сахалина и Хонсю). В нее входят и “глаукониты” зал. Аомори (табл., рис. 7а). Группа В тоже разделяется на подгруппы В1 и В2, которые отличаются друг от друга по содержанию K<sub>2</sub>O (рис. 7б). Возможно, это связано с различным временем экспозиции и длительностью процессов диагенеза первичной породы, из которой образованы обломки.

*Обломки группы В резко преобладают среди ЗО на островном шельфе. Они обычно светло-зеленовато-серые или буровато- и желтовато-серые. На участках размыва уплотненных глин обломки неправильной (угловатой), а в зоне волнового воздействия – округлой, часто удлиненной формы (похожи на пеллеты различного размера). Поверхность их неровная,*

бугорчатая, часто матовая. Некоторые обломки (ст. М-153) состоят из частично разложившегося кислого вулканического стекла (видны следы его течения) и глинистых минералов, а другие содержат чешуйки слюды, различимые под бинокляром (ст. 5878).

Рентгеноструктурный анализ порошковых проб свидетельствует, что глинистые обломки в основном представлены диоктаэдрическим смектитом, смешаннослойными образованиями смектит-гидролюда (10–20 %). В виде терригенной примеси (до 2–5 %) в них присутствуют: кварц, плагиоклаз, обломочная гидролюда, хлорит (рис. 3.1. 1, 2).

Химический анализ обломков указывает на сравнительно высокие содержания, но резкие колебания в них окисного железа (от 14,03 до 25,50 %), что, по-видимому, связано с образованием смектитов по измененным породам (уплотненным глинам) различного петрографического состава. Содержание  $K_2O$  находится в пределах от 2,06 до 3,30 % (табл.), что характерно для разбухающих слоистых силикатов (смектитов). Присутствие терригенного материала в обломках свидетельствует об их осадочной или осадочно-вулканогенной природе. Химические составы обломков ЗО шельфа и суши островов почти не отличимы друг от друга (табл.), что свидетельствует об аллотигенной природе обломков на шельфе (за исключением желтовато-беловато-серых разностей, которые могут оказаться аутигенными образованиями).

*Слепки раковин фораминифер*, как указывалось выше, на островном шельфе имеют крайне узкое распространение (их в осадке менее 1%). Наиболее широко они распространены и детально описаны на шельфах Южно-Китайского и Восточно-Китайского морей [8, 9, 10]. Генезис их – осадочно-диагенетический.

На юге островного шельфа в Корейском проливе они обычно встречаются в виде обломков слепков с сохранившимся отпечатком раковины, реже в виде ядер в самих раковинах (ст. 5878). Комплекс фораминифер этих раковин характерен для Желтого моря (заключение В.К. Аннина). Матовая поверхность части раковин свидетельствует об их перемещении, возможно, с шельфа Восточно-Китайского моря, а неизменные разности в прижизненном состоянии могли находиться в самом проливе.

На островном шельфе о. Хонсю на линии п-ова Вадзима (ст. 7371) конфигурация и рисунок слепков отличаются от таковых Восточно-Китайского моря. Они хорошо сохранили форму раковин. Поверхность их гладкая, глянцевая, без трещин, светло-зеленого и зеленого цвета. Форма и рисунок раковин фораминифер, присутствующих совместно со слепками, характерны для видов, развитых на островном шельфе (заключение В.К. Аннина). Следовательно, место образования слепков – островной шельф. Возраст их, как и возраст вмещающих осадков, позднплейсто-

ценовый и раннеголоценовый [15]. Генезис их осадочно-диагенетический. Слепки, принесенные в Корейский пролив из Восточно-Китайского моря, – аллотигенного происхождения.

*Обломки вулканического стекла с пустотами, заполненными ЗО*, на островном шельфе составляют доли процента. Сами включения повторяют форму пустот. Они свежего облика, буровато-зеленого и темно-зеленого цвета. Поверхность их гладкая, глянцевая. Они образованы после захоронения пористых обломков вулканического стекла в слое осадков. В результате циркуляции поровых вод в пустотах обломков формировались вторичные минералы. Эти ЗО – аутигенного происхождения.

### ВЫВОДЫ

1. Преобладающая часть высокожелезистых слоистых силикатов (“глауконитов”) в осадках островного шельфа Японского моря являются аллотигенными (обломочными), а не аутигенными образованиями. Они представлены обломками (преобладают) и округлыми темно-зелеными и черными зернами.

2. Обломки по составу отвечают смектитам, содержат в себе терригенный кварц, полевые шпаты и другие минералы и образованы в результате разрушения (размыва) уплотненных глин толщи “зеленых туфов”, широко развитой на Японских островах. В свою очередь, эти глины, по-видимому, формировались в прибрежно-морских мелководных условиях, на что указывает присутствие “глауконитов” сходного минерального состава (смектитов) в разрезах третичных отложений Южного Сахалина и Японских островов.

3. Округлые зерна темно-зеленого и черного цвета встречаются почти на всех станциях в виде отдельных зерен и как включения в глинистых обломках (древнее последних). По составу они отвечают селадонитам, образованы в порах и пустотах вулканогенных пород толщи “зеленых туфов” и являются продуктом их разрушения.

4. Осадочно-диагенетическими аутигенными образованиями на островном шельфе Японского моря являются только слепки раковин фораминифер, зеленые глинистые минералы в полостях вулканического стекла и незначительная часть (до 3 %) глинистых обломков свежего облика, образованных по пепловому материалу.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967. 143 с.
2. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 720 с.
3. Занюков В.Н., Егорова М.Г., Корнилова Р.М., Мельников О.А., Шустов Л.Н. О глауконите в верхнемеловых и тре-

- тичных отложениях Сахалина // Вопросы геологии и нефтегазоносности Южного Сахалина. Южно-Сахалинск. 1968. С. 73–82. (Тр. СахКНИИ; Вып. 18).
4. Липкин Ю.С. Геоморфологическое районирование котловины Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 36–48.
  5. Лисицин А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 467 с.
  6. Лисицина М.А., Градусов Б.П., Бутузова Г.Ю., Чижикова Н.П. Глауконит как диагнетическое образование редуцированной зоны океанических осадков // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 6. С. 3–20.
  7. Логвиненко Н.В. Абсолютный возраст некоторых глауконитов в современных осадках Тихого океана // Докл. АН СССР. Т. 225, № 3. 1975. С. 673–675.
  8. Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Эйберман М.Ф. Происхождение глинистых образований в осадках южно-вьетнамского шельфа (Южно-Китайское море) // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 4. С. 350–358.
  9. Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Баринов Н.Н., Середа Н.А. Зеленые глинистые минералы в осадках Восточно-Китайского моря // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 109–115.
  10. Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Баринов Н.Н. Образование высокожелезистых слоистых силикатов в слепках и псевдоморфозах по бентосу и планктону в окраинных морях Тихого океана // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 67–71.
  11. Мельников О.А., Захарова М.А. Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Сахалина. М.: Наука, 1977. 243 с.
  12. Петелин В.П. О нахождении глауконита в современных морских осадках // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1954. Т. VIII. С. 220–228.
  13. Петелин В.П., Алексина И.А. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана // Тихий океан. Осадконакопление. М.: Наука, 1970. Кн. 1. С. 324–372.
  14. Современное осадкообразование в окраинных морях Востока Азии (статистические модели) / Ред. Ф.Р. Лихт. Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
  15. Структура осадков и фации Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 287 с.
  16. Теплов И.А. Литолого-фациальная характеристика и типы разрезов меловых отложений Сахалина // Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л., 1972. С. 25–35.
  17. Уткин И.В. Компьютерная статистическая обработка данных по гранулометрии морских донных осадков для характеристики обстановок современного осадкообразования // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 96–113.
  18. Buckley H.A., Bevan J.C., Brown K.M., Johnson L.R., Farmer V.C. Glauconite and celadonite: two separate mineral species // Mineral. Mag. 1978. V. 42. P. 373–382.
  19. Burst J.F. Mineral heterogeneity in “Glauconite” – pellets // Amer. Mineralogist. 1958. V. 43. P. 481–497.
  20. Hower Y. Some factors concerning the Nature and origin of glauconite // Amer. Mineralogist. 1961. V. 46, N 3–4. P. 313–334.
  21. Odom E. Glauconite and celadonite minerals // “Micas”. Reviews in mineralogy. 1984. V. 13. P. 545–572.
  22. Odin G.S. De glauconiarum, constitutione, aetateque These. Paris: Universite Pierre et Marie Curie, 1975. 280 p.
  23. Takahashi J. Synopsis of glauconitization // Recent marine sediments. London, 1955. P. 503–515.
  24. Utkin I.V., Derkachev A.N., Dudarev O.V., Tklich O.A., Korobov V.V. The modeling of environmental conditions by the special approaches to the multivariate statistical treatment of the data // Proc. of the 10th PAMS/JECSS Workshop. Kagoshima (Japan), 1999. P. E20–E23.

Поступила в редакцию 31 мая 2002 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

*Yu.D. Markov, A.V. Mozherovsky, A.N. Derkachev, I.V. Utkin, N.A. Sereda, N.N. Barinov*

### **The origin problem of the Fe-rich layered silicates in sediments of the Japan Sea island shelf**

Fe-rich layered silicates in sediments of the Japan Sea island shelf were investigated. Their mineral and chemical compositions were determined, and correlation of glauconite with bedrock from the islands was made. The genetic differentials have been distinguished: a) clays fragments compositionally corresponding to smectite, which resulted from the break-up of poorly lithified rocks; b) roundish grains (dark green and black) compositionally close to celadonite, which formed, apparently, in the pores and interstices of volcanogenic rocks; c) foraminifera moulds; d) inclusions in cavities of volcanic glass. The predominant part of these species (up to 97 %) are relict, allothigenic. They have appeared in the shelf sediments as a result of destruction of poorly lithified “green tuff” rocks widespread in the coastal area. Only a minor part of clays debris, foraminifera moulds and inclusions in the volcanic glass cavities are formed in situ in the shelf sediments. They have a sedimentary and diagenetic authigenic origin.