

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 2021

Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей венда северной и восточной частей Восточно-Европейской платформы <i>А. В. Маслов, В. Н. Подковыров</i>	3
Палеогеодинамическая реконструкция обстановок кайнозойской седиментации Западно-Сахалинского террейна по вещественному составу терригенных пород <i>А. И. Малиновский</i>	28
Бертьериновые бокситы Курской магнитной аномалии (КМА) <i>А. Д. Савко, М. Ю. Овчинникова, Н. М. Боева</i>	54
Литология и условия формирования аквальных отложений квартера на севере Восточно-Европейской равнины <i>Л. Н. Андреичева</i>	62
Позднеплейстоценовый катастрофический обвал хребта Балаганчик по данным изучения опорного разреза Митога 2-я (Западная Камчатка) <i>М. М. Певзнер, Ф. Е. Максимов, Т. Д. Каримов, С. Б. Левченко, Р. И. Нечушкин, В. А. Григорьев, А. Ю. Петров, В. Ю. Кузнецов, О. Н. Успенская, Ю. В. Кущева</i>	78
Памяти Валерия Порфирьевича Алексеева	98

УДК 551.72 (47):551.82

КАТЕГОРИИ ВОДОСБОРОВ-ИСТОЧНИКОВ ТОНКОЙ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИКИ ДЛЯ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ВЕНДА СЕВЕРНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2021 г. А. В. Маслов^{a, b, *}, В. Н. Подковыров^{c, **}

^a Институт геологии и геохимии УрО РАН, ул. акад. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия

^b Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^c Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: vpodk@mail.ru

Поступила в редакцию 12.03.2020 г.

После доработки 09.04.2020 г.

Принята к публикации 14.08.2020 г.

Несмотря на имеющуюся в настоящее время характеристику обстановок накопления вендских осадочных последовательностей северо-западной, центральной, северной, северо-восточной и восточной частей Восточно-Европейской платформы, вопрос о типах питающих провинций и соотношении в их составе кристаллических комплексов, осадочных и метаосадочных толщ остается в определенной мере дискуссионным. Расположение точек составов глинистых пород различных литостратиграфических подразделений венда на диаграммах $(CaO + MgO) - SiO_2/10 - (Na_2O + K_2O)$, $La/Sc - Th/Co$ и $F1 - F2$ свидетельствует о преимущественно зрелых в геохимическом отношении комплексах пород или субстратов-источников основной части тонкой алюмосиликокластики. Такими источниками могли быть как осадочные образования, так и магматические породы кислого и среднего состава. Локализация точек составов глинистых пород на диаграммах $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N - Th$ позволяет думать, что в мелководные морские бассейны венда в основном поступал обломочный материал, транспортировавшийся крупными реками, водосборы которых включали разнообразные по составу комплексы пород, и/или реками, питавшимися продуктами разрушения преимущественно осадочных образований. Это дает основание предполагать, что на Восточно-Европейской платформе площади распространения осадочных толщ рифея (в настоящее время приуроченных только к авлакогенам) и метаосадочных образований нижнего протерозоя могли быть более значительными, чем это оценивается в настоящее время.

Ключевые слова: Восточно-Европейская платформа, Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий, Башкирский мегантиклинорий, венд, категории водосборов, источники тонкой алюмосиликокластики.

DOI: 10.31857/S0024497X21010079

Венд характеризуется не только первым глобальным распространением макроорганизмов и разнообразными экосистемными перестройками, предшествовавшими “кембрийскому взрыву”, но и значительными климатическими пертурбациями, а также сменой “юного” этапа развития Восточно-Европейской платформы “зрелым” – собственно платформенным [Вендская система, 1985 и др.]. К началу венда завершается развитие древних авлакогенов платформы, после чего многие из них трансформировались в обширные внутри- и перикратонные впадины, занятые мелководными “постледниковыми” морями. В начале венда, как и в рифее, Восточно-Европейская платформа ха-

рактеризовалась высоким стоянием; позднее она испытала относительно малоамплитудные отрицательные эпейрогенические движения. И если в первом случае преобладал снос обломочного материала с платформы, то в позднем венде источниками значительной части кластики были и обрамляющие платформу орогенные сооружения [Аксенов, 1985 и ссылки в этой работе; Беккер, 1988; Сочава и др., 1992 и др.].

Для начала венда характерно формирование моренных и разнообразных флювио-гляциальных отложений на большей части платформы [Аксенов, 1985; Чумаков, 2015 и др.]. На ее периферии они, по-видимому, замещались марино-гляциаль-

ными толщами. В южной части платформы (обрамление Украинского и Воронежского кристаллических массивов) проявился трапповый вулканизм [Shumlyansky et al., 2016 и др.]. В современном плане отложения этого этапа характеризуются довольно фрагментарным распространением, что в значительной степени связано и с последующими размывами.

Более молодые отложения венда несогласно и трансгрессивно перекрывают выступы и массивы кристаллического фундамента платформы. Максимальные их мощности (~1.2–1.5 км и более) характерны для периферии платформы, тогда как во внутренних ее частях они не превышают 100–200 м. Общая площадь распространения отложений верхней части венда в северо-западной, центральной, северной, северо-восточной и восточной¹ частях платформы составляет несколько менее 2 млн км². Крупные поля их развития приурочены здесь к Московской синеклизе, Верхнекамской и Шкапово-Шиханской впадинам.

В истории поздневендского осадочного бассейна на рассматриваемой нами территории могут быть выделены несколько стадий развития, краткая характеристика которых ниже приведена по данным Е.М. Аксенова [1985]. При этом следует, однако, иметь в виду, что с конца 1970-х и до начала 1980-х гг. представления о расчленении отложений венда Восточно-Европейской платформы на свиты и горизонты, а также данные о возрасте тех или иных его литостратиграфических подразделений, претерпели существенные изменения. Мы старались по возможности максимально генерализовать палеогеографическую характеристику венда, данную в работе [Аксенов, 1985], уделив особое внимание положению источников обломочного материала. К сожалению, за годы, прошедшие со времени публикации хорошо известной двухтомной монографии “Вендская система” (1985 г.), более обстоятельных работ по палеогеографии и обстановкам накопления осадочных последовательностей венда северо-запада, северо-востока и центральных районов Восточно-Европейской платформы не появилось. Исключением являются Юго-Восточное Беломорье и западный склон Среднего Урала, анализу обстановок формирования осадочных толщ венда в этих районах посвящены публикации [Гражданкин, 2003; Гражданкин и др., 2009, 2010 и др.].

На первой стадии накопление осадков происходило в наиболее пониженных участках рельефа. Для выполняющих эти участки образований характерно быстрое изменение литологических, гранулометрических характеристик и мощностей. Вдоль склонов Балтийского и Волго-Камского

массивов формировались преимущественно пролювиально-аллювиальные отложения, сменявшиеся в приосевой части Московской синеклизы аллювиальными образованиями. В Притиманье и Приуралье они замещались озерно-лагунными и прибрежно-морскими отложениями. Считается, что основными источниками обломочного материала в это время служили “... пенеппенизированные, с хорошо развитым профилем латеритной коры выветривания, но еще отчетливо выраженные в рельефе Балтийский, Волго-Камский, Украинско-Воронежский массивы и мелкие выступы фундамента ...” [Аксенов, 1985, с. 29].

Дальнейшее опускание платформы привело к трансгрессии моря и появлению на значительной ее части мелководных обстановок с преимущественным накоплением тонкозернистых глинистых осадков. Некоторые авторы полагают, что активизация платформенных областей способствовала в ряде случаев поступлению в области осадконакопления песчано-алевритового материала и на этом этапе. В конце этапа в периферические районы платформы аллохтонный полимиктовый материал привносился, в основном, по-видимому, со стороны Тимана, Северного и Среднего Урала. Границы современного распространения отложений данного этапа почти повсеместно искажены эрозией.

В конце венда Восточно-Европейская платформа вновь становится ареной мелководно-морской седиментации. Особенностью данного этапа, по мнению Е.М. Аксенова [1985, с. 32], “... является значительное сокращение площади осадконакопления на платформе, за исключением Шкапово-Шиханской впадины, дальнейшее обмеление бассейна седиментации и накопление, наряду с прибрежно- и мелководно-морскими, в значительном количестве континентальных осадков. ... Ближе к зонам обрамления ... осадки приобретают субаквальный и равнинно-долинный характер, а в зонах краевых прогибов ... формировались существенно континентальные красноцветные ... толщи ...”. Поступление обломочного материала на этом этапе происходило “... не только со стороны обрамлявших платформу орогенных зон, но и с выступов фундамента Особенно отчетливо снос происходил с юго-восточной части Волго-Камского массива и со стороны Балтийского щита”.

Несмотря на приведенную в работе [Аксенов, 1985] достаточно полную характеристику обстановок накопления верхневендских осадочных последовательностей северо-западной, центральной, северной, северо-восточной и восточной частей Восточно-Европейской платформы, соотношение в составе питающих провинций кристаллических комплексов фундамента, осадочных и метаосадочных толщ, выступавших источниками обломочного материала, до настоящего времени остается

¹ В состав последней мы включаем, в том числе, и вендские осадочные последовательности западного склона Среднего и Южного Урала.

Система	Отдел	Региоарус	Балтийская моноклиналь		Вычегодский прогиб	Западный склон Среднего Урала	Западный склон Южного Урала			
			Южный склон	Восточный склон (ЮВ Беломорье)						
Вендская	Верхний	Котлинский и низы ровенского	Воронковская	Золотицкая	Скв. Кельменская 1	Интервал 1725–1330 м	Усть-сыльвицкая	Урюкская, зиганская, куккараукская и зиганская ?		
			Василеостровская	Ергинская						
		Беломорский		Зимнегорская			Интервал 2309–1725 м			Чернокаменная
				Верховская						
	Редкин-ский		Старорусская	Лямецкая		Интервал 2790–2309 м	Переваловская			
							Старопечнинская			
	Нижний	Лапландский					Керноская	Суировская Бакеев-ская		
							Бутонская			
							Койвинская			
							Гаревская			
					Танинская	Толпаровская				

Примечание. Серый фон – перерывы.

Рис. 1. Основные литостратиграфические подразделения венда северо-западной, северной, северо-восточной и восточной частей Восточно-Европейской платформы.

Верхний венд объединяет редкинский, беломорский и котлинский региоарусы в соответствии с работой [Гражданкин, Маслов, 2015].

дискуссионным. Мы в настоящей публикации постарались прояснить этот вопрос, основываясь на современных литогеохимических методах и подходах.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ, СЕВЕРНОЙ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В Общей стратиграфической шкале докембрия России вендская система в настоящее время подразделяется на два отдела – нижний и верхний [Стратиграфический кодекс ..., 2019] (рис. 1). Отложения нижнего отдела венда на рассматриваемой нами территории известны на западном склоне Среднего (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий) и Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий).

В позднем венде на северной, северо-восточной и восточной (в современных координатах) окраинах Восточно-Европейской платформы перед фронтом Варангер-Канино-Тиманского складчато-надвигового пояса, или Тиманского орогена, существовал протяженный относительно мелководный предгорный бассейн (далее в тексте называемый – Предтиманским) [The Neoproterozoic Timanide ..., 2004 и др.], в котором накапливались осадочные последовательности валдайской и сыльвицкой серий. Происходило формирование терригенных отложений верхнего венда и на южном склоне Балтийского щита (современная Балтийская/Лужско-Ладожская моноклиналь) (рис. 2).

В соответствии с представлениями, изложенными в работе [Гражданкин, Маслов, 2015], верхний венд на рассматриваемой нами территории может быть расчленен на редкинский, беломорский и котлинский региоарусы. Отложения верхней части ашинской серии западного склона Южного Урала принадлежат, по данным работы [Kolesnikov et al., 2015], только котлинскому региоарусу² [Grazhdankin, 2014; Гражданкин, Маслов, 2015]. Считается, что они накапливались во внутриконтинентальном заливе, по-видимому, сообщавшимся на юге с открытым морским бассейном.

На южном склоне Балтийского щита (Лужско-Ладожская моноклиналь) к редкинскому региоарусу относится старорусская свита (до 45 м), представленная пестроцветными алевролитами и аргиллитами, чередующимися вблизи основания и кровли с песчаниками [Геология ..., 1971; Подковыров и др., 2017 и др.]. Котлинский региоарус включает здесь отложения василеостровской и воронковской свит [Гражданкин, Маслов, 2015; Подковыров и др., 2017]. Василеостровская свита (150–170 м) объединяет нижнюю песчано-глинистую и верхнюю, существенно глинистую, подсвиты. В разрезах нижней подсвиты чередуются пестроцветные алевроаргиллиты и песчаники, а верхняя – сложена зеленовато- и голубовато-серыми глинами с пропластками сидерита

² По данным [Разумовский и др., 2020], U–Pb изотопный возраст цирконов из вулканических туфов, присутствующих в разрезе басинской свиты к югу от с. Макарово, составляет 573.0 ± 2.3 млн лет, что, по всей видимости, приведет в будущем к определенному пересмотру указанных представлений.

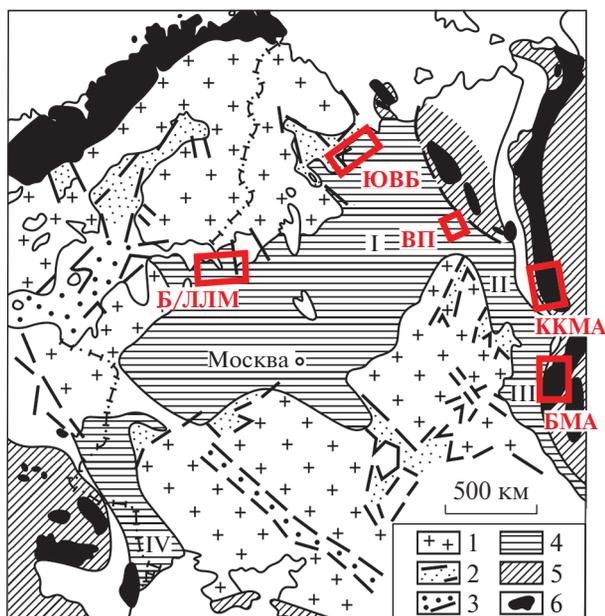


Рис. 2. Восточно-Европейская платформа в венде (по [Аксенов, 1985], с изменениями): положение основных регионов и структур, рассматриваемых в настоящей работе (Б/ЛЛМ – Балтийская/Лужско-Ладожская моноклираль, ЮВБ – Юго-Восточное Беломорье, ВП – Вычегодский прогиб, ККМА – Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий, БМА – Башкирский мегантиклинорий). 1 – щиты, массивы и антеклизы; 2 – рифейские грабенообразные прогибы установленные; 3 – то же предполагаемые; 4 – синеклизы и впадины (I – Московская; II – Верхнекамская; III – Шкаповско-Шиханская; IV – Днестровский перикратон); 5 – складчатые сооружения Карпат, Горного Крыма, Кавказа, Урала и Тимана; 6 – выходы образований докембрия в обрамлении платформы.

и отдельными прослоями песчаников. Воронковская свита (0–20 м) представлена пестроцветными тонкослоистыми глинами и алевролитами, с песками и алевролитами в верхней части [Геология ..., 1971; Подковыров и др., 2017 и др.].

На восточном склоне Балтийского щита (Юго-Восточное Беломорье) *редкинский региоярус* представлен нижней частью лямницкой свиты – толщей тонкого переслаивания алевролитов и глин, среди которых присутствуют и песчаники [Гражданкин, 2003; Гражданкин, Маслов, 2015]. К *беломорскому региоярису* здесь относятся: верхняя часть лямницкой свиты, верховская и зимнегорская свиты, а также нижняя подсвита ергинской свиты [Гражданкин, Маслов, 2015]. Верхняя часть лямницкой свиты (≈60 м) сложена песчаниками и пачками переслаивания пятнисто-окрашенных алевролитов и глин [Гражданкин, 2003]. Верховская свита (до 170 м) объединяет тонкослоистые глины, а также разнообразные пачки переслаивания алевролитов, глин и песчаников. Зимнегор-

ская свита (до 125 м) представлена пестроцветными глинами, линзами гравелитов и конгломератов, а также пачками чередования песчаников, алевролитов и глин. Нижняя подсвита (≈70 м) ергинской свиты сложена пачками переслаивания песчаников, алевролитов и глин пестрой окраски [Гражданкин, 2003]. К *котлинскому региоярису* в Юго-Восточном Беломорье принадлежит верхняя подсвита ергинской свиты (80–90 м), объединяющая пачки переслаивания песчаников, алевролитов и пестрых глин [Гражданкин, Маслов, 2015].

Вычегодский прогиб (район скв. Кельтменская 1). К *редкинскому региоярису* в скв. Кельтменская 1 относятся породы, вскрытые в интервале 2790(80)–2309 м. Это пятнисто-окрашенная толща тонкого переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. *Беломорский региоярус* объединяет отложения, вскрытые в интервале 2309–1725 м – тонко- и грубопереслаивающиеся светло-серые песчаники, алевролиты и темно-серые аргиллиты [Подковыров и др., 2011]. К *котлинскому региоярису* в скв. Кельтменская 1 может быть отнесен интервал 1725–1330 м, сложенный песчаниками, зеленовато-серыми алевролитами, голубовато- и коричневатосерыми аргиллитами [Подковыров и др., 2011].

К *лапландскому гляциогоризонту* на *западном склоне Среднего Урала*, по представлениям, изложенным в публикации [Гражданкин, Маслов, 2015], относятся танинская, гаревская, койвинская и бутонская свиты серебрянской серии. Танинская свита (360–800 м) представлена диамиктитами, песчаниками и глинистыми сланцами; подчиненную роль в ее разрезах играют известняки и эффузивные породы. Гаревская свита (300–750 м) объединяет глинистые сланцы, в том числе слабоуглеродистые, и песчаники. Койвинская свита сложена пестроцветными глинистыми сланцами, алевролитами и карбонатными породами. Мощност свиты в южной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, там, где в ее разрезах отсутствуют эффузивы, составляет около 250 м [Маслов, 2000]. Бутонская свита (200–350 м) представлена преимущественно темно-серыми слабоуглеродистыми глинистыми сланцами с прослоями песчаников в верхней части.

Редкинский региоярус объединяет здесь керносую, старопечнинскую и перевалокскую свиты [Гражданкин, Маслов, 2015]. В разрезах керносской свиты (200–1200 м) преобладают песчаники с прослоями гравелитов и филлитовидных сланцев. Старопечнинская свита (200–500 м) представлена диамиктитами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Перевалокская свита (до 300 м) сложена преимущественно глинистыми сланцами, с прослоями песчаников в верхней части.

К *беломорскому региоярису* в Кваркушко-Каменногорском мегантиклинории принадлежат 5 нижних подбит чернокламенной свиты [Гражданкин, Маслов, 2015]. Начинает его разрез вилухинская подсвита (до 200 м), сложенная чередова-

нием зеленовато-серых песчаников и пестроцветных алевроаргиллитов [Гражданкин и др., 2009]. Залегающая выше шурышская подсвита (170–200 м) объединяет алевролиты с прослоями и пластами песчаников. Черемуховская подсвита (30–35 м) – это преимущественно светло- и зеленовато-серые песчаники. Синекаменская подсвита (до 150 м) представлена разнообразными пачками переслаивания алевролитов и алевроаргиллитов с прослоями песчаников. Коноваловская подсвита (до 150 м) сложена внизу толщей алевролитов с редкими пластами песчаников, а сверху – разнообразными пачками переслаивания алевролитов, аргиллитов и песчаников. Последние в верхней части подсвиты из разреза исчезают.

Котлинский региоярус на Среднем Урале включает две верхние (крутихинская и кобылоостровская) подсвиты чернокаменной свиты [Гражданкин, Маслов, 2015]. Первая (до 400 м) сложена пачками песчаников и аргиллитов зеленовато-серых и пачками аргиллитов голубовато-серых и красно-коричневых. В верхней ее части присутствуют пачки переслаивания пестроцветных алевролитов, аргиллитов и песчаников. Кобылоостровская подсвита (~100 м) представлена песчаниками, чередующимися с пачками зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов [Гражданкин и др., 2009].

На западном склоне Южного Урала, в бассейне р. Зилим в окрестностях д. Толпарово в нижней части ашинской серии присутствуют толщи песчаников, диамиктитов и аргиллитов (толпарововская и суировская свиты) [Келлер и др., 1984 и др.]. Эти образования, как и сопоставляемые с ними [Маслов, 2000 и др.] отложения бакеевской свиты³, принадлежат, вероятно, *лапландскому гляциогоризонту* [Гражданкин, Маслов, 2015]. К *котлинскому региоярису* здесь, по представлениям [Гражданкин, Маслов, 2015; Kolesnikov et al., 2017], относятся урюкская, басинская, куккараукская и зиганская свиты ашинской серии. Урюкская свита (200–300 м) объединяет светло- и розовато-серые песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты. Басинская свита (до 1000 м) представлена серыми и зеленовато-серыми песчаниками, переслаивающимися преимущественно с алевролитами и глинистыми сланцами такой же окраски. Куккараукская свита (200–250 м) сложена конгломератами, песчаниками и алевролитами. Зиганская свита (500–600 м) объединяет серо- и зеленоцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты и гравелиты.

³ С учетом данных публикаций [Kuznetsov et al., 2017; Зайцева и др., 2019], бакеевская свита имеет криогениевый возраст (соответственно, 638 ± 13 и 642 ± 9 млн лет, Rb–Sr метод, глауконит).

СОСТАВ И ТИПЫ ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ И ИХ РЕКОНСТРУКЦИЯ

Существуют различные подходы к реконструкции как состава размывавшихся на палеоводосборах комплексов пород, так и типов питающих провинций, основанные на интерпретации разнообразных литогеохимических данных. Достаточно полный обзор этих подходов можно найти в публикациях [Маслов и др., 2018, 2020], здесь же мы остановимся только на некоторых из них.

В конце 1970-х гг. в работах [Bavinton, 1979, 1981] для реконструкции состава размывавшихся на палеоводосборах пород была использована диаграмма $(CaO + MgO) - SiO_2/10 - (Na_2O + K_2O)$ с тремя областями: типичной для продуктов размыва гранитов (тяготеет к стороне $SiO_2/10 - (Na_2O + K_2O)$ диаграммы); базальтов и ультраосновных пород (тяготеет к стороне $(CaO + MgO) - SiO_2/10$); а также архейских (?) осадочных образований, поскольку ее автор исследовал метаосадочные породы зеленокаменного пояса Камбалда, Западная Австралия.

Широко применяемой для расшифровки состава пород на палеоводосборах является диаграмма $La/Sc - Th/Co$ [Taylor, McLennan, 1985; Cullers, 2002 и др.]. Область составов тонкозернистых обломочных/глинистых пород, образованных за счет продуктов размыва кислых магматических образований, описывается на ней значениями La/Sc и Th/Co от 0.6 до 8.0 и от 0.2 до 10.0 соответственно. Область составов, сформированных в результате эрозии основных магматических пород, характеризуется величинами $La/Sc - 0.01...0.2$ и $Th/Co - 0.01...0.08$.

Очевидно, что наиболее успешно обе эти диаграммы могут быть использованы при исследовании осадочных образований первого цикла седиментации (“first cycle sediments”).

В статье [Roser, Korsch, 1988] проанализировано несколько осадочных последовательностей, сложенных продуктами разрушения: 1) базальтов и андезитов; 2) андезитов; 3) кислых плутонических и вулканических пород; 4) зрелых кварцевых песчаников. Показано, что в направлении от первой группы к четвертой составы осадочных пород характеризуются ростом значений SiO_2/Al_2O_3 и K_2O/Na_2O и снижением параметра $Fe_2O_{3общ} + MgO$. При этом на диаграммах, построенных с участием оксидов или их отношений, наблюдается существенное перекрытие областей разных групп, однако данный эффект почти исчезает при использовании диаграммы на основе дискриминантных функций $F1$ и $F2$ ⁴.

В настоящей работе при реконструкции типов питающих провинций, поставивших в венде тон-

⁴ $F1 = 30.638TiO_2/Al_2O_3 - 12.541Fe_2O_{3общ}/Al_2O_3 + 7.329MgO/Al_2O_3 + 12.031Na_2O/Al_2O_3 + 35.402K_2O/Al_2O_3 - 6.382$; $F2 = 56.500TiO_2/Al_2O_3 - 10.879Fe_2O_{3общ}/Al_2O_3 + 30.875MgO/Al_2O_3 - 5.404Na_2O/Al_2O_3 + 11.112K_2O/Al_2O_3 - 3.89$.

кую алюмосиликакластику в Предтима́нский предгорный бассейн и на южную периферию Балтийского щита, помимо охарактеризованных выше подходов, мы опираемся и на геохимические характеристики пелитовых и алеврито-пелитовых осадков устьевых частей современных рек, дренирующих различные по составу и площади водосборы. Одной из современных публикаций на эту тему является статья [Bayon et al., 2015], в которой показано, что пробы поверхностного слоя донных осадков устьевых частей современных рек дают возможность выделить ряд категорий последних в зависимости от размеров водосборов, а также состава слагающих их комплексов пород. Представляется, что суммированные в названной работе аналитические материалы для донных осадков алевритового и, прежде всего, пелитового состава различных категорий рек, можно рассматривать как отражающие характерные черты взвеси, транспортируемой реками в морские бассейны из различных питающих провинций; подробнее этот вопрос рассмотрен в публикации [Маслов, Шевченко, 2019].

К числу этих категорий относятся: 1) “крупные реки”⁵ (world’s major rivers), т.е. реки, характеризующиеся сложно построенными водосборами с площадью > 100000 км², типичные примеры таких рек – Конго, Янцзы, Ориноко, Висла, Фрейзер. Водосборный бассейн последней имеет площадь ~220 тыс. км² и охватывает крупные части Северо-Американских Кордильер и Берегового Хребта. В пределах Предгорного пояса Скалистых гор на его территории преобладают метаморфизованные верхнедокембрийские и кембрийские обломочные и карбонатные породы, присутствуют здесь и гранитоиды. В центральной части водосбора на дневную поверхность выведены вулканы и осадочные породы поздне триасово-раннетретичного возраста и гранитоиды. В Береговом Хребте доминируют мезозойско-кайнозойские гранитоиды и метаморфические образования. В целом на площади водосбора р. Фрейзер преобладают вулканические породы (~42%), доля осадочных образований составляет около 36%, а кислых интрузивных пород – около 15% [Cameron et al., 1995; Peucker-Ehrenbrink et al., 2010]); 2) реки, дренирующие преимущественно осадочные образования (rivers draining “mixed/sedimentary” formations), такие как Флай⁶, Чубут, Сефид Руд, Вар, Мойола и др.; 3) реки, питающиеся продуктами размыва “магматических/метаморфических” террейнов (rivers draining “igneous/metamorphic” terranes) –

Каура, Аро, Уме, Луле, Фойл и др.; 4) реки, дренирующие провинции, сложенные в основном вулканическими породами (rivers draining “volcanic” rocks), реки Камчатка, Уаикато, Сикс Майл, Галец и др.). С учетом ряда оговорок, перечисленные категории можно рассматривать как некие эталоны, или референтные объекты (обобщенные “геохимические образы” [Маслов и др., 2017]), отражающие состав и размеры водораздельных пространств – питающих провинций, выступавших источниками обломочного материала для различных осадочных последовательностей геологического прошлого.

На основе аналитических данных о составе донных осадков устьевых областей различных категорий современных рек, приведенных в публикации [Bayon et al., 2015], нами [Маслов и др., 2017; Маслов, Шевченко, 2019] предложены парные диаграммы: $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$, $(La/Yb)_N - Th$ (рис. 3) и др., на которых поля донных отложений крупных рек и рек, дренирующих осадочные образования, характеризуются примерно 60–80%-ным перекрытием, а поля донных осадков рек, питающихся продуктами размыва водосборов, сложенных, с одной стороны, магматическими и метаморфическими образованиями, а с другой – вулканическими породами, перекрытия не имеют. Указанные диаграммы были использованы для реконструкции категорий водосборных пространств, являвшихся источниками глинистого материала для осадочных последовательностей рифея Башкирского мегантиклинория [Маслов, 2019] и венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, а также осадочных толщ верхнего палеозоя, выполняющих Юрюзано-Сылвинскую впадину Предуральского предгорного прогиба. Это позволило получить, как нам представляется, довольно интересные результаты.

При анализе литогеохимических особенностей тонкозернистых обломочных пород венда различных частей Восточно-Европейской платформы мы исходим из того, что состав осадков прибрежных и мелководно-морских областей морских бассейнов в значительной мере сходен с составом донных отложений приустьевых частей рек, поставивших в бассейн обломочный материал. Названные области осадконакопления, в соответствии с представлениями А.П. Лисицына [1994], принадлежат к т.н. маргинальным фильтрам (МФ), представляющим собой пояса шириной от сотен км для крупных водных артерий, и до сотен м для небольших рек, в пределах которых происходит смешение речных и морских вод. В МФ из речной воды удаляются почти все взвешенные компоненты, что приводит к существенному разделению химических элементов (так, до 70% лантаноидов, принадлежащих к литогенным элементам, теряется/переходит в осадок в пределах именно МФ). Изменения уровня океана, приливно-отливные,

⁵ Точнее – осадки устьевых частей “крупных рек”.

⁶ Флай – река на о-ве Новая Гвинея, Чубут – река в южной части Аргентины, Сефид Руд – река в Северном Иране, Вар – река на юго-востоке Франции, Мойола, Фойл и Сикс Майл – реки в Ирландии, Каура и Аро – реки в Венесуэле, Уме – река на севере Швеции, Луле – река в Норвегии, Уаикато – река в Новой Зеландии, Галец – река на о-ве Реюньон.

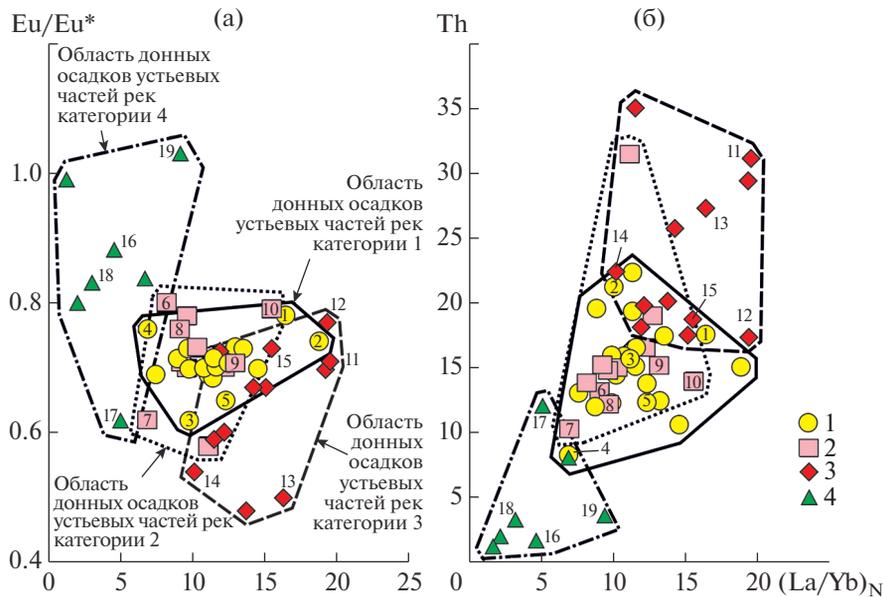


Рис. 3. Поля составов донных осадков приустьевых частей различных категорий современных рек на диаграммах $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ (а) и $(La/Yb)_N - Th$ (б) (построены по данным, приведенным в работе [Bayon et al., 2015], см. [Маслов и др., 2017; Маслов, Шевченко, 2019]).

1 – осадки рек категории 1 (типичные примеры: 1 – Конго; 2 – Янцзы; 3 – Ориноко; 4 – Фрейзер; 5 – Висла); 2 – осадки рек категории 2 (6 – Флай; 7 – Чубут; 8 – Сефид Руд; 9 – Вар; 10 – Мойола); 3 – осадки рек категории 3 (11 – Каура; 12 – Аро; 13 – Уме; 14 – Луле; 15 – Фойл); 4 – осадки рек категории 4 (16 – Камчатка; 17 – Уаикато; 18 – Сикс Майл; 19 – Галец).

сгонно-нагонные, вдольбереговые и другие течения способствуют перемещению осадочного материала МФ на шельфы [Гордеев, 2013; Гордеев, Лисицын, 2014 и др.].

Ниже на ряде конкретных примеров рассмотрено распределение Th и ряда лантаноидов, которые используются при построении диаграмм $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N - Th$, в осадках некоторых речных систем и граничащих с ними частей морских бассейнов.

Маргинальный фильтр р. Северная Двина (Белое море). Анализ распределения содержания Th, а также значений $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* во взвеси р. Северная Двина и в поверхностных донных осадках ее дельты и Двинского залива показывает, что величина $(La/Yb)_N$ в северодвинской взвеси, рассчитанная по данным, приведенным в публикации [Шевченко и др., 2010], варьирует от 9.7 до 10.9. Расчет по материалам из статьи [Bayon et al., 2015] дает для осадков устьевой части р. Северная Двина значения $(La/Yb)_N$ 13.2 (пелит) и 11.5 (алеврит). Поверхностные донные осадки дельты характеризуются средней величиной $(La/Yb)_N$ 7.0 ± 1.4 , для осадков Двинского залива этот параметр составляет 7.3 ± 1.2 . Таким образом, в МФ р. Северная Двина, при переходе от ее нижнего течения к границе Двинского залива и Бассейна, в алевритопелитовых поверхностных осадках наблюдается незначительное снижение $(La/Yb)_N$. Средняя

величина Eu/Eu^* во взвеси р. Северная Двина, рассчитанная по данным [Шевченко и др., 2010; Bayon et al., 2015], составляет соответственно 0.70 и 0.73. В поверхностных донных осадках дельты и Двинского залива Eu/Eu^* изменяется от 0.70 до 1.10, а на границе залива и Бассейна – от 0.70 до 1.00. Это также показывает, что МФ р. Северная Двина на величину Eu -аномалии в поверхностных донных осадках принципиально не влияет. Содержание Th во взвеси р. Северная Двина варьирует, по данным [Шевченко и др., 2010], от 5.0 до 7.3 г/т. В поверхностных осадках северодвинской дельты $Th_{\text{среднее}}$ составляет 3.5 ± 2.7 г/т, в осадках Двинского залива – 5.1 ± 2.5 г/т, а на границе залива и Бассейна – 8.4 ± 4.5 г/т. С учетом погрешностей указанные значения можно считать сопоставимыми.

Маргинальный фильтр р. Преголя (Балтийское море). По данным, приведенным в работе [Лукашин и др., 2018], здесь выделяются все этапы (гравитационный, коллоидно-сорбционный и биогенный) преобразования речной взвеси в морское осадочное вещество. Анализ коэффициентов обогащения (КО) взвеси относительно земной коры показал, что на первом этапе "... существенного обогащения химических элементов практически не происходит: значения КО для большинства элементов не превышают 2. Это большой ряд элементов (Al, Si, Be, Sc, V, Cr, Fe, Co, Ni, Rb, Sr, Ba, редкоземельные элементы, Th и U), связанный с

терригенным веществом, поставляемым рекой” [Лукашин и др., 2018, с. 944]. Примерно такое же распределение КО характерно и для второго этапа. Третий этап характеризуется заметным ростом КО элементов, связанных с техногенным загрязнением.

Маргинальный фильтр р. Волга (Каспийское море). Выполненный ранее [Маслов и др., 2014] анализ распределения РЗЭ и величин $\epsilon_{Nd}(0)$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в поверхностных донных осадках Каспийского моря позволил установить отсутствие заметных различий указанных параметров для дельты Волги, Северного, Среднего и Южного Каспия. В целом РЗЭ- и $^{87}Sr/^{86}Sr$ -систематика донных отложений большинства осадочных подсистем Каспия демонстрирует доминирование в них волжской взвеси. Так, значение $(La/Yb)_N$ в ней, рассчитанное по данным [Савенко и др., 2004; Савенко, 2006], составляет 9.47, а Eu-аномалия равна 0.74. В осадках дельты р. Волга эти величины изменяются, по нашим данным, в пределах 6.68...9.77 и 0.56...0.79. Осадки Северного Каспия характеризуются значениями $(La/Yb)_N$ в интервале 6.47...8.40, а Eu/Eu^* варьирует от 0.71 до 0.84 (в осадках Среднего Каспия этот параметр находится в интервале 0.70...0.75).

В целом, все сказанное выше дает основание считать, что благодаря влиянию ряда факторов осадочный материал МФ с течением времени в той или иной мере перемещается на прилегающие к устьям рек шельфы [Гордеев, 2013; Гордеев, Лисицын, 2014 и др.], осадки которых в результате наследуют ряд литогеохимических характеристик взвешенного материала рек разных категорий.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИТОГЕОХИМИИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ВЕНДА

Общие особенности литогеохимии глинистых пород венда различных литостратиграфических подразделений были проанализированы уже неоднократно [Маслов, Подковыров, 2013; Маслов и др., 2016, 2018; Маслов, 2014; Подковыров и др., 2017 и др.]. Средние, минимальные и максимальные концентрации ряда порообразующих оксидов, редких и рассеянных элементов, а также значения дискриминантных функций и индикаторных отношений, рассчитанных для глинистых пород венда разных регионов востока и севера Восточно-Европейской платформы приведены в табл. 1.

По данным [Маслов и др., 2018], на классификационной диаграмме $K/Al-Mg/Al$ [Turgeon, Brumsack, 2006] точки глинистых пород редкинско- и беломорского региоярусов западного склона Среднего Урала сосредоточены в области составов, близких гидрослюдистым глинам. По-

давляющая часть глинистых пород котлинского региояруса западного склона Среднего Урала, Вычегодского прогиба, восточного и южного склонов Балтийского щита также имеют состав, близкий к гидрослюдистым глинам. Такой же в целом состав характерен и для тонкозернистых обломочных пород лапландского гляциогоризонта Среднего и Южного Урала. Глинистые породы котлинского региояруса Южного Урала содержат, кроме того, некоторую долю хлорита.

На классификационной диаграмме $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3-(Fe_2O_{3\text{общ}} + MgO)/SiO_2$ [Юдович, Кетрис, 2000] точки глинистых пород редкинско-го региояруса в основном сконцентрированы в поле V (хлорит-сметит-гидрослюдистые глины). Точки глинистых пород беломорского региояруса расположены преимущественно в полях IV (хлорит-гидрослюдистые глины) и V. К этим же полям тяготеют точки тонкозернистых обломочных пород котлинского региояруса западного склона Среднего Урала, Вычегодского прогиба и восточного склона Балтийского щита. Глинистые породы данного уровня венда западного склона Южного Урала отвечают полям III (преимущественно хлоритовые с примесью Fe-гидрослюд глины) и IV, тогда как точки глинистых пород василе-островской свиты локализованы, в основном, в поле II (преимущественно монтмориллонитовые с примесью каолинита и гидрослюды глины) [Маслов и др., 2018]. Точки тонкозернистых обломочных пород лапландского гляциогоризонта западного склона Среднего и Южного Урала на данной диаграмме сосредоточены, главным образом, в поле V.

Содержание La^7 в тонкозернистых обломочных породах лапландского гляциогоризонта западного склона Среднего Урала варьирует от 7.29 до 111.78 г/т. Средняя величина отношения $(La/Yb)_N$ составляет 15.57 ± 5.26 , а параметр Eu/Eu^* среднее равен 0.74 ± 0.08 . Содержание Th варьирует от 1.87 до 38.13 г/т. В глинистых породах суировской и бакеевской свит Южного Урала содержание La находится в пределах 2.90...20.00 и 34.06...47.50 г/т, соответственно. Параметр $(La/Yb)_N$ среднее для глинистых сланцев суировской свиты составляет 7.62 ± 2.71 ; в тонкозернистых обломочных породах бакеевской свиты он существенно выше — 13.07 ± 1.34 . Содержание Th в глинистых породах суировской и бакеевской свит варьирует соответственно от 1.40 до 7.00 и от 13.35 до 15.46 г/т. Содержание La в таких референтных геохимических объектах, как составная проба глинистых пород

⁷ В данном разделе рассмотрены только некоторые литогеохимические характеристики глинистых пород венда: величины содержания ряда редкоземельных элементов (РЗЭ) и Th, а также значения отдельных параметров, входящих в нормированные на хондрит [Taylor, McLennan, 1985] спектры РЗЭ.

Таблица 1. Средние, минимальные и максимальные концентрации ряда породообразующих оксидов, редких и рассеянных элементов, дискриминантных функций и индикаторных отношений для глинистых пород венда разных регионов и региоярусов

Компоненты, дискриминантные функции, индикаторные отношения	Лужско-Ладожская моноклираль			
	Региоярус			
	Лапландский	Редкинский*	Беломорский	Котлинский
SiO ₂ , мас. %	—	—	—	60.82 ± 3.33 50.00–65.44
Al ₂ O ₃	—	—	—	18.74 ± 1.32 15.97–21.34
Fe ₂ O ₃ общ	—	—	—	6.80 ± 2.28 4.40–14.03
MgO	—	—	—	1.94 ± 0.31 1.30–2.77
CaO	—	—	—	0.32 ± 0.20 0.23–1.10
K ₂ O	—	—	—	3.88 ± 0.43 3.03–4.58
Na ₂ O	—	—	—	0.32 ± 0.25 0.04–0.81
F1	—	—	—	-1.23 ± 1.79 -7.21...0.32
F2	—	—	—	0.23 ± 1.30 -4.50...1.04
n ₁	—	—	—	17
Sc, г/т	—	17.36 ± 2.94 12.80–20.10	—	12.77 ± 1.93 9.19–15.40
Co	—	16.68 ± 7.13 12.80–29.40	—	21.54 ± 4.46 14.90–29.40
La	—	62.58 ± 14.09 42.50–79.10	—	51.06 ± 8.06 40.00–67.30
Sm	—	8.00 ± 2.80 4.34–10.90	—	7.32 ± 1.69 5.49–11.60
Eu	—	1.43 ± 0.47 0.92–2.14	—	1.42 ± 0.30 1.19–2.15
Gd	—	6.77 ± 2.18 3.83–9.06	—	6.74 ± 1.32 5.36–9.53
Yb	—	4.43 ± 0.68 3.64–5.18	—	3.62 ± 0.43 2.74–4.26
Th	—	18.22 ± 1.66 16.10–20.30	—	14.80 ± 2.76 8.58–18.60
(La/Yb) _N	—	9.51 ± 1.41 7.89–11.42	—	9.33 ± 1.23 7.01–10.83
Eu/Eu*	—	0.60 ± 0.07 0.51–0.69	—	0.62 ± 0.03 0.55–0.68
n ₂	—	5	—	12

Таблица 1. Продолжение

Компоненты, дискриминантные функции, индикаторные отношения	Юго-Восточное Беломорье			
	Регионалы			
	Лапландский	Редкинский	Беломорский	Котлинский
SiO ₂ , мас. %	—	58.11 ± 3.10	60.51 ± 2.08	60.92 ± 3.29
		50.15–60.57	57.15–66.66	56.36–67.92
Al ₂ O ₃	—	17.27 ± 0.88	17.14 ± 0.91	17.03 ± 1.21
		16.17–19.18	15.02–20.25	14.45–19.00
Fe ₂ O ₃ общ	—	8.88 ± 1.84	8.37 ± 0.91	8.64 ± 2.08
		7.45–13.09	6.20–10.71	4.31–11.33
MgO	—	3.08 ± 0.19	2.75 ± 0.46	0.33 ± 0.08
		2.67–3.22	1.78–3.70	0.16–0.49
CaO	—	0.75 ± 0.48	0.52 ± 0.22	2.44 ± 0.45
		0.40–1.99	0.15–0.99	1.81–3.31
K ₂ O	—	3.89 ± 0.25	4.02 ± 0.43	0.52 ± 0.32
		3.58–4.34	3.51–4.93	0.20–1.08
Na ₂ O	—	1.87 ± 0.20	1.56 ± 0.36	4.74 ± 0.34
		1.56–2.29	0.80–2.57	3.93–5.18
F1	—	-0.42 ± 1.52	-2.49 ± 0.95	0.15 ± 1.55
		-3.89...1.25	-3.90...1.06	-2.45...3.40
F2	—	1.28 ± 1.51	0.90 ± 0.76	0.91 ± 1.61
		-2.15...2.35	-1.15...2.31	-1.38...4.83
n_1	—	9	35	22
Sc, г/т	—	14.87 ± 5.93	15.82 ± 3.60	15.45 ± 4.12
		5.82–26.57	7.60–22.77	6.07–22.71
Co	—	16.30 ± 7.04	17.14 ± 3.76	19.11 ± 5.23
		10.90–30.59	10.26–23.40	8.92–27.86
La	—	25.49 ± 14.82	38.96 ± 11.20	32.94 ± 11.85
		7.27–52.37	18.23–57.09	14.40–51.54
Sm	—	5.02 ± 2.57	5.79 ± 1.82	6.04 ± 1.93
		1.43–9.11	2.59–8.95	3.22–9.28
Eu	—	1.11 ± 0.59	1.14 ± 0.38	1.24 ± 0.38
		0.28–2.13	0.48–1.89	0.68–1.89
Gd	—	4.57 ± 2.24	5.23 ± 1.60	5.66 ± 1.59
		1.54–7.99	2.35–8.15	3.41–8.28
Yb	—	2.14 ± 0.98	2.66 ± 0.71	2.87 ± 0.74
		0.89–3.81	1.44–4.14	1.57–4.11
Th	—	8.65 ± 6.35	11.91 ± 3.14	11.83 ± 4.22
		2.85–23.87	5.67–19.12	3.07–17.44
(La/Yb) _N	—	7.96 ± 2.31	9.92 ± 1.73	7.62 ± 1.39
		3.43–11.20	6.35–12.25	5.41–9.96
Eu/Eu*	—	0.70 ± 0.07	0.63 ± 0.03	0.65 ± 0.03
		0.58–0.86	0.55–0.68	0.60–0.70
n_2	—	10	20	16

Таблица 1. Продолжение

Компоненты, дискриминантные функции, индикаторные отношения	Вычегодский прогиб			
	Регионарысы			
	Лапландский	Редкинский	Беломорский	Котлинский
SiO ₂ , мас. %	—	62.96 ± 2.59	62.41 ± 1.65	63.32 ± 1.54
		58.47–66.59	59.30–65.99	61.81–66.24
Al ₂ O ₃	—	16.18 ± 1.89	15.67 ± 0.96	14.82 ± 0.38
		12.99–20.89	14.02–17.35	14.30–15.32
Fe ₂ O ₃ общ	—	9.28 ± 2.62	9.82 ± 1.92	10.13 ± 0.87
		4.90–13.26	4.76–11.96	8.87–11.40
MgO	—	2.24 ± 0.45	2.90 ± 0.20	0.95 ± 0.32
		1.67–3.05	2.33–3.19	0.78–1.59
CaO	—	0.52 ± 0.15	0.91 ± 0.34	2.97 ± 0.22
		0.30–0.84	0.33–1.63	2.55–3.16
K ₂ O	—	3.94 ± 0.53	3.52 ± 0.56	1.53 ± 0.68
		2.78–4.62	2.53–4.66	0.80–2.60
Na ₂ O	—	1.73 ± 0.45	1.21 ± 0.29	3.60 ± 0.43
		0.60–2.40	0.70–1.70	3.00–4.08
F1	—	-1.15 ± 1.91	-4.36 ± 2.25	-1.93 ± 1.27
		-5.69...2.39	-7.15...0.25	-3.94... - 0.12
F2	—	-0.93 ± 2.01	0.01 ± 1.11	0.17 ± 0.81
		-5.79...2.12	-1.27...2.42	-0.66...1.16
<i>n</i> ₁	—	20	22	6
Sc, г/т	—	13.95 ± 3.78	11.66 ± 3.06	11.86 ± 1.95
		7.10–19.90	5.28–18.07	9.59–15.85
Co	—	19.31 ± 6.77	16.07 ± 3.52	14.77 ± 2.79
		9.66–30.31	8.44–24.29	12.09–21.05
La	—	33.86 ± 10.87	24.44 ± 9.55	21.26 ± 2.61
		10.26–56.64	11.19–51.17	19.28–27.01
Sm	—	5.72 ± 1.75	4.73 ± 2.55	4.36 ± 0.96
		2.92–8.56	2.57–14.28	3.82–6.68
Eu	—	1.10 ± 0.33	0.97 ± 0.48	0.96 ± 0.22
		0.58–1.77	0.56–2.72	0.84–1.50
Gd	—	4.79 ± 1.45	4.12 ± 2.40	4.09 ± 1.12
		2.54–7.60	2.36–12.62	3.27–6.78
Yb	—	2.35 ± 0.67	1.85 ± 0.60	2.15 ± 0.65
		0.66–3.44	1.13–3.29	1.78–3.75
Th	—	11.60 ± 3.36	7.33 ± 3.30	6.40 ± 1.61
		3.98–16.43	3.85–16.75	5.31–10.28
(La/Yb) _N	—	10.00 ± 2.98	8.93 ± 1.81	6.91 ± 0.88
		7.64–17.56	4.92–12.14	4.86–7.69
Eu/Eu*	—	0.65 ± 0.06	0.69 ± 0.07	0.70 ± 0.02
		0.56–0.75	0.44–0.78	0.68–0.75
<i>n</i> ₂	—	22	24	8

Таблица 1. Продолжение

Компоненты, дискриминантные функции, индикаторные отношения	Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий			
	Региояруссы			
	Лапландский	Редкинский	Беломорский	Котлинский
SiO ₂ , мас. %	<u>61.38 ± 4.03</u>	<u>62.49 ± 3.72</u>	<u>60.47 ± 2.36</u>	<u>59.94 ± 1.88</u>
	52.14–71.18	56.72–70.52	50.92–65.46	56.33–65.10
Al ₂ O ₃	<u>17.69 ± 2.63</u>	<u>17.34 ± 1.87</u>	<u>17.23 ± 1.36</u>	<u>17.09 ± 0.65</u>
	12.42–26.75	12.35–21.39	14.59–22.53	15.18–18.42
Fe ₂ O ₃ общ	<u>7.03 ± 1.71</u>	<u>6.87 ± 2.10</u>	<u>7.30 ± 0.75</u>	<u>8.16 ± 1.17</u>
	1.86–12.21	2.57–9.90	5.66–9.08	6.26–10.88
MgO	<u>2.25 ± 0.51</u>	<u>2.18 ± 0.41</u>	<u>2.52 ± 0.18</u>	<u>0.39 ± 0.10</u>
	1.22–3.62	1.35–3.03	2.09–2.96	0.17–0.57
CaO	<u>0.45 ± 0.43</u>	<u>0.45 ± 0.34</u>	<u>0.52 ± 0.20</u>	<u>2.15 ± 0.24</u>
	0.12–2.16	0.12–1.47	0.14–1.36	1.77–2.56
K ₂ O	<u>4.18 ± 1.26</u>	<u>1.71 ± 0.66</u>	<u>1.37 ± 0.46</u>	<u>4.24 ± 0.48</u>
	1.30–7.52	0.30–3.10	0.40–2.42	3.16–5.26
Na ₂ O	<u>1.54 ± 0.85</u>	<u>4.02 ± 0.96</u>	<u>4.19 ± 0.62</u>	<u>1.39 ± 0.35</u>
	0.50–5.34	2.59–7.88	2.80–6.81	0.60–2.00
F1	<u>0.29 ± 2.17</u>	<u>0.23 ± 2.08</u>	<u>–1.43 ± 1.30</u>	<u>–0.07 ± 0.95</u>
	–5.86...4.64	–4.06...6.86	–4.75...2.46	–3.14...1.58
F2	<u>0.42 ± 1.36</u>	<u>0.18 ± 1.08</u>	<u>1.22 ± 0.60</u>	<u>0.09 ± 0.75</u>
	–3.67...4.04	–1.63...3.76	–0.45...2.36	–1.60...1.82
<i>n</i> ₁	59	41	92	34
Sc, г/т	<u>13.35 ± 6.65</u>	<u>15.32 ± 13.63</u>	<u>19.60 ± 5.07</u>	<u>17.92 ± 2.40</u>
	2.36–44.84	2.81–68.40	6.71–43.43	10.05–21.43
Co	<u>13.33 ± 5.52</u>	<u>14.99 ± 8.00</u>	<u>17.19 ± 3.75</u>	<u>16.52 ± 2.55</u>
	1.62–27.02	1.22–35.15	9.22–35.26	11.32–21.66
La	<u>39.85 ± 18.89</u>	<u>28.43 ± 14.48</u>	<u>46.14 ± 14.17</u>	<u>50.06 ± 9.71</u>
	7.29–111.78	5.80–58.35	7.99–74.68	19.76–67.76
Sm	<u>5.54 ± 2.76</u>	<u>4.54 ± 2.18</u>	<u>7.76 ± 2.34</u>	<u>8.15 ± 1.81</u>
	1.27–16.10	1.12–9.63	1.47–16.73	2.90–12.17
Eu	<u>1.12 ± 0.58</u>	<u>0.86 ± 0.48</u>	<u>1.53 ± 0.47</u>	<u>1.55 ± 0.34</u>
	0.26–3.16	0.20–2.16	0.33–3.54	0.70–2.39
Gd	<u>4.01 ± 2.19</u>	<u>3.61 ± 2.01</u>	<u>6.76 ± 2.11</u>	<u>7.23 ± 1.58</u>
	0.93–11.12	1.02–8.88	1.38–15.64	2.87–10.92
Yb	<u>1.82 ± 0.92</u>	<u>1.87 ± 0.92</u>	<u>3.12 ± 0.74</u>	<u>3.35 ± 0.41</u>
	0.36–6.42	0.61–4.14	0.92–4.43	2.23–4.38
Th	<u>11.63 ± 5.79</u>	<u>8.98 ± 4.22</u>	<u>15.03 ± 4.07</u>	<u>16.14 ± 2.70</u>
	1.87–38.13	0.89–17.42	1.93–22.56	6.55–22.93
(La/Yb) _N	<u>15.57 ± 5.26</u>	<u>10.35 ± 2.97</u>	<u>9.90 ± 1.66</u>	<u>10.03 ± 1.45</u>
	8.40–37.15	5.07–16.40	5.17–13.80	5.50–12.59
Eu/Eu*	<u>0.74 ± 0.08</u>	<u>0.65 ± 0.14</u>	<u>0.65 ± 0.04</u>	<u>0.62 ± 0.03</u>
	0.56–0.96	0.41–1.14	0.58–0.87	0.56–0.74
<i>n</i> ₂	51	26	93	28

Таблица 1. Окончание

Компоненты, дискриминантные функции, индикаторные отношения	Башкирский мегантиклинорий			
	Региоярус			
	Лапландский	Редкинский	Беломорский	Котлинский
SiO ₂ , мас. %	61.50 ± 3.03	—	—	59.20 ± 4.40
	57.50–67.99			50.98–74.22
Al ₂ O ₃	16.24 ± 2.76	—	—	16.94 ± 1.69
	10.75–21.45			11.44–19.95
Fe ₂ O ₃ общ	7.60 ± 2.18	—	—	8.70 ± 2.06
	4.40–13.50			4.73–14.37
MgO	1.94 ± 0.39	—	—	0.85 ± 0.60
	1.25–2.45			0.14–2.82
CaO	0.87 ± 0.81	—	—	3.60 ± 0.90
	0.15–3.10			1.60–5.34
K ₂ O	4.29 ± 0.97	—	—	4.21 ± 0.93
	2.60–6.70			1.52–5.44
Na ₂ O	0.86 ± 0.31	—	—	1.05 ± 0.69
	0.50–1.41			0.30–2.40
F1	-0.29 ± 3.38	—	—	-0.10 ± 2.15
	-9.24...4.70			-4.98...2.93
F2	-0.17 ± 1.82	—	—	2.44 ± 1.75
	-5.03...2.10			-2.88...6.88
n ₁	12	—	—	46
Sc, г/т	7.63 ± 4.57	—	—	17.89 ± 4.60
	2.80–15.42			9.50–27.09
Co	11.42 ± 2.94	—	—	21.29 ± 5.48
	6.00–18.00			13.33–33.51
La	19.82 ± 17.15	—	—	36.34 ± 12.31
	2.90–47.50			13.75–76.59
Sm	3.41 ± 2.72	—	—	7.18 ± 2.52
	0.70–8.38			3.56 – 18.96
Eu	0.67 ± 0.53	—	—	1.48 ± 0.52
	0.14–1.62			0.81–3.79
Gd	3.34 ± 2.17	—	—	6.23 ± 2.32
	0.71–6.05			3.32–17.56
Yb	1.22 ± 0.73	—	—	3.21 ± 0.57
	0.40–2.27			2.22–5.18
Th	7.33 ± 5.22	—	—	12.79 ± 1.80
	1.40–15.46			8.71–17.22
(La/Yb) _N	9.29 ± 3.50	—	—	7.57 ± 1.9
	4.50–14.17			13.64–14.12
Eu/Eu*	0.70 ± 0.05	—	—	0.68 ± 0.04
	0.63–0.77			0.56–0.77
n ₂	13	—	—	50

Русской платформы (RPSC, [Мигдисов и др., 1994]) и постархейский австралийский глинистый сланец (PAAS, [Taylor, McLennan, 1985]), составляет 37.5 и 38.2 г/т. Среднее содержание Th в PAAS равно 14.6 г/т.

Минимальное среднее содержание La в глинистых породах *редкинского региояруса* составляет 25.49 ± 14.82 г/т и является характерным для Юго-Восточного Беломорья. Максимальное значение $La_{\text{среднее}}$ (62.58 ± 14.09 г/т) установлено в тонкозернистых обломочных породах Лужско-Ладужской моноклинали. Средние величины $(La/Yb)_N$ в породах данного стратиграфического уровня варьируют от 7.96 ± 2.31 (Юго-Восточное Беломорье) до 10.35 ± 2.97 (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий). При этом наименьшее значение отношения (3.43), сопоставимое с характерными значениями для магматических пород основного состава, присуще глинистым породам редкинского региояруса Юго-Восточного Беломорья, а наибольшее (17.56) — аргиллитам Вычегодского прогиба. Для RPSC и PAAS величины этого параметра равны соответственно 9.28 и 9.15. Величина европиевой аномалии в RPSC заметно меньше, чем в PAAS (0.76 против 0.65). Средние значения Eu/Eu^* в породах редкинского региояруса изменяются от 0.60 ± 0.07 (Лужско-Ладужская моноклинали) до 0.70 ± 0.07 (Юго-Восточное Беломорье). Минимальное среднее содержание Th отмечено в глинистых породах Юго-Восточного Беломорья (8.65 ± 6.35 г/т), максимальное — в тонкозернистых обломочных породах Лужско-Ладужской моноклинали (18.22 ± 1.66 г/т).

Средние концентрации La в глинистых породах *беломорского региояруса* варьируют от 24.44 ± 9.55 г/т (Вычегодский прогиб) до 46.14 ± 14.17 г/т (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий). Наименьшее среднее значение $(La/Yb)_N$ (8.93 ± 1.81) определено в глинистых породах Вычегодского прогиба, максимальное (9.92 ± 1.73) — в глинах Юго-Восточного Беломорья. Средние величины Eu-аномалии варьируют от 0.63 до 0.69, и, с учетом погрешностей, могут рассматриваться как статистически вполне сопоставимые в тонкозернистых обломочных породах беломорского региояруса всех рассмотренных в настоящей работе регионов. Минимальное $Th_{\text{среднее}}$ (7.33 ± 3.30 г/т) установлено в тонкозернистых обломочных породах беломорского региояруса Вычегодского прогиба, максимальная величина $Th_{\text{среднее}}$ (15.03 ± 4.07 г/т) наблюдается в глинистых сланцах Среднего Урала.

Наиболее высокое среднее содержание La в глинистых породах *котлинского региояруса* (51.06 ± 8.06 г/т) характеризует отложения Лужско-Ладужской моноклинали, и практически такое же (50.06 ± 9.71 г/т) установлено в глинистых сланцах западного склона Среднего Урала ($50.06 \pm$

9.71 г/т). Минимальное значение $La_{\text{среднее}}$ (21.26 ± 2.61 г/т) определено в аргиллитах Вычегодского прогиба. Усредненные величины отношения $(La/Yb)_N$ в тонкозернистых обломочных породах котлинского яруса изменяются от 6.91 ± 0.88 (Вычегодский прогиб)⁸ до 10.03 ± 1.45 (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий). Минимальное значение в выборке глинистых пород этого возраста составляет 3.61 (для позднепротерозойских андезитов этот параметр, рассчитанный по данным [Condie, 1993], равен 6.38, а для известково-щелочных базальтов того же возраста — 3.14), а максимальное достигает 14.12. Максимальная величина отношения $Eu/Eu^*_{\text{среднее}}$ (0.62) свойственна глинистым породам котлинского региояруса западного склона Среднего Урала и южного склона Балтийского щита; минимальное среднее значение (0.70) — характерно для тонкозернистых обломочных пород, вскрытых скв. Кельтменская 1. Наиболее близки к PAAS по среднему содержанию Th глинистые породы Лужско-Ладужской моноклинали и Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (14.80 ± 2.76 и 16.14 ± 2.70 г/т соответственно). В то же время глинистые породы котлинского региояруса Вычегодского прогиба содержат в среднем всего 6.40 ± 1.61 г/т Th.

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ТОЧЕК СОСТАВОВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ВЕНДА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ, СЕВЕРНОЙ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА РАЗЛИЧНЫХ ДИАГРАММАХ

Исследование особенностей локализации фигуративных точек составов глинистых пород венда северо-запада, севера, северо-востока и востока Восточно-Европейской платформы на различных диаграммах основывается на результатах 415 оригинальных и заимствованных в банке данных "PrecSed" (ИГГД РАН, А.В. Сочава и В.Н. Подковыров) валовых химических анализов (основные породобразующие оксиды, методы "мокрой" химии и РФА) и на 380 определениях содержания редких и рассеянных элементов, выполненных методом ИСП МС в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитики — Д.В. Киселева, Н.Н. Адамович, Н.В. Чередниченко, Л.К. Дерюгина и О.А. Березикова).

На диаграмме La/Sc–Th/Co подавляющее большинство индивидуальных точек с составами тонкозернистых обломочных пород венда северо-за-

⁸ Минимальная величина $(La/Yb)_N$ в глинистых породах котлинского региояруса, вскрытых скв. Кельтминская 1, составляет 4.86, максимальная — 7.69. Это предполагает присутствие на палеоводоразделах, служивших источниками тонкой алюмосиликокластики для Вычегодского прогиба в конце венда, существенной доли магматических пород основного состава.

падной, северной, северо-восточной и восточной частей Восточно-Европейской платформы локализовано в области значений La/Sc и Th/Co , свойственных продуктам размыва кислых магматических образований (рис. 4). Для десяти тринадцати исследованных литостратиграфических подразделений венда на этой диаграмме наблюдается компактное распределение фигуративных точек. И только тонкозернистые обломочные породы лапландского гляциогоризонта западного склона Среднего Урала и редкинского региояруса Среднего Урала и Юго-Восточного Беломорья показывают заметный разброс значений Th/Co . Возможно, это свидетельствует о том, что источники слагающей их алюмосиликокластики были представлены довольно разнородными породными ассоциациями, а продукты их размыва не претерпели в условиях холодного климата какой-либо существенной гомогенизации в процессе транспортировки. При условии корректности аналитических данных, это хорошо видно на примере близких по возрасту (?) тонкозернистых обломочных пород суировской и бакеевской свит Башкирского мегантиклинория: первые характеризуются средними значениями La/Sc и Th/Co 1.90 ± 1.00 и 0.39 ± 0.28 , а вторые – 3.09 ± 0.23 и 1.46 ± 0.25 .

На треугольной диаграмме $(CaO + MgO) - SiO_2 / 10 - (K_2O + Na_2O)$ [Bavinton, 1979, 1981] фигуративные точки тонкозернистых обломочных пород *редкинского региояруса* рассмотренных нами регионов компактно сконцентрированы вблизи скопления точек референтных объектов, таких как раннеархейские и среднепротерозойские фельзиты, архейские тоналит-трондьемит-гранитные ассоциации и протерозойские гранитоиды (по [Condie, 1993]) (рис. 5а). Это дает основание считать, что источниками слагающего их материала могли быть кислые магматические породы или сформированные в результате их размыва "переходные" осадочные образования, но также и в той или иной степени преобразованные породы фундамента. Примерно таким же образом распределены на диаграмме фигуративные точки глинистых пород *беломорского региояруса* (см. рис. 5б). Сходное распределение на рассматриваемой диаграмме характерно и для глинистых пород *котлинского региояруса* (см. рис. 5в), но есть и ряд отличий. Так, тонкозернистые обломочные породы этого подразделения венда, развитые в пределах Лужско-Ладожской моноклинали, показывают более высокие величины $SiO_2/10$, а глинистые породы западного склона Южного Урала – более высокие значения $(CaO + MgO)$. Последняя особенность позволяет предполагать в них несколько более высокую долю продуктов размыва магматических пород среднего или основного состава.

На диаграмме F1–F2 [Roser, Korsch, 1988] точки составов глинистых пород *лапландского гляциогоризонта* Среднего и Южного Урала сосредоточены примерно поровну в областях, характерных

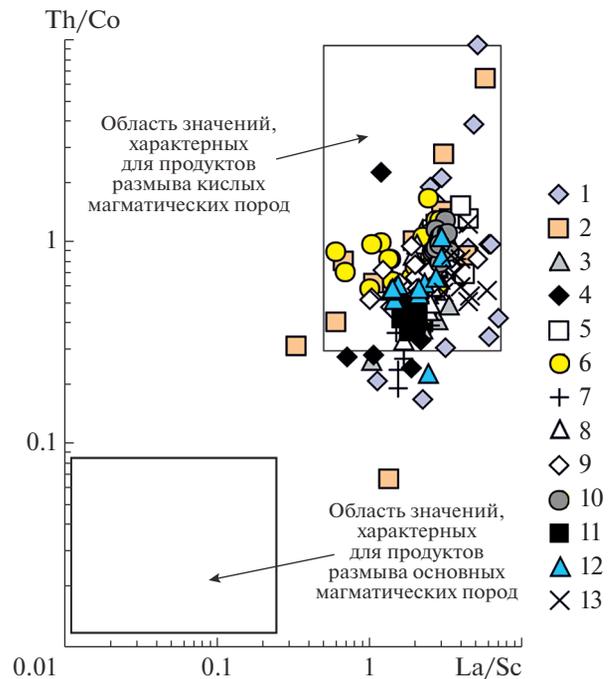


Рис. 4. Распределение точек состава глинистых пород венда различных частей Восточно-Европейской платформы на диаграмме $La/Sc - Th/Co$ [Taylor, McLennan, 1985].

1 – лапландский гляциогоризонт, западный склон Среднего Урала; 2 – редкинский региоярус, там же; 3 – редкинский региоярус, Вычегодский прогиб; 4 – редкинский региоярус, Юго-Восточное Беломорье; 5 – редкинский ярус, Лужско-Ладожская моноклинали; 6 – беломорский региоярус, западный склон Среднего Урала; 7 – беломорский региоярус, Вычегодский прогиб; 8 – беломорский региоярус, Юго-Восточное Беломорье; 9 – котлинский региоярус, западный склон Южного Урала; 10 – котлинский региоярус, западный склон Среднего Урала; 11 – котлинский региоярус, Вычегодский прогиб; 12 – котлинский региоярус, Юго-Восточное Беломорье; 13 – котлинский региоярус, Лужско-Ладожская моноклинали.

горизонта Среднего и Южного Урала сосредоточены примерно поровну в областях, характерных продуктов размыва осадочных образований и изверженных пород среднего состава, и немногие (часто единичные) фигуративные точки локализованы в области продуктов размыва кислых и основных магматических пород (рис. 6а). В целом, состав рассматриваемых образований более близок к PAAS, чем к RPSC.

Распределение индивидуальных точек с составами тонкозернистых обломочных пород *редкинского региояруса* на диаграмме F1–F2 является сопоставимым с распределением точек глинистых пород лапландского гляциогоризонта (см. рис. 6б). Фигуративные точки глинистых сланцев и аргиллитов западного склона Среднего Урала и Вычегодского прогиба подразделяются примерно по-

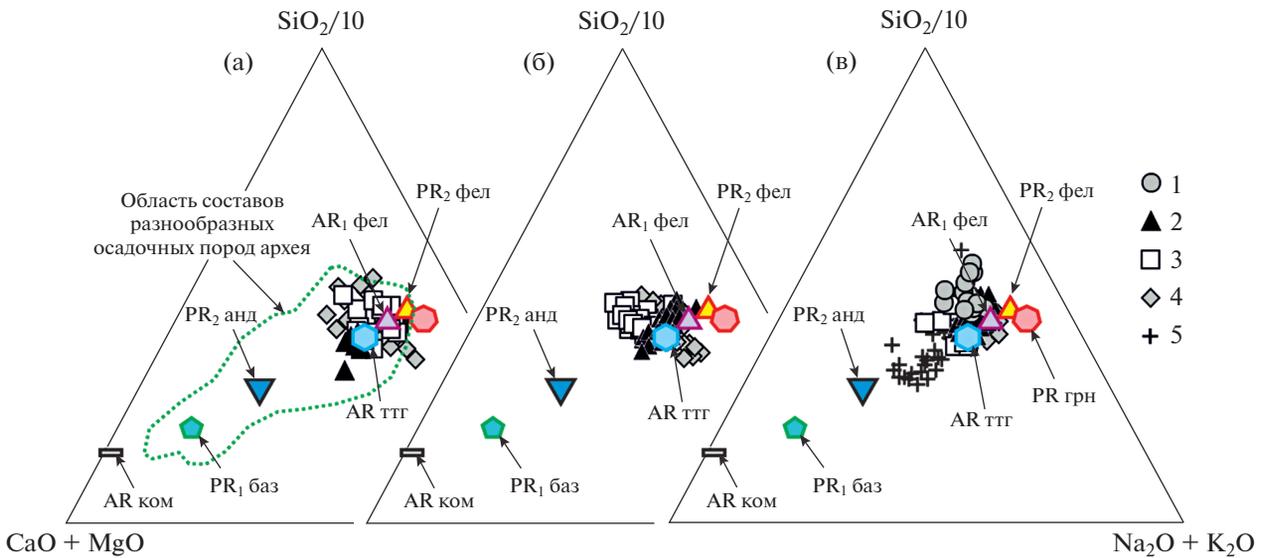


Рис. 5. Особенности локализации точек состава глинистых пород верхнего венда (а – редкинский регион, б – беломорский регион, в – котлинский регион) различных частей Восточно-Европейской платформы на диаграмме $(\text{CaO} + \text{MgO})\text{-SiO}_2/10\text{-(K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O)}$ [Bavinton, 1979, 1981].

1 – Балтийская/Лужско-Ладжская моноклинали; 2 – Юго-Восточное Беломорье; 3 – Вычегодский прогиб; 4 – Средний Урал; 5 – Южный Урал. Поле осадочных пород архея по материалам [Bavinton, 1979, 1981], положение референтных точек различных типов магматических пород (AR ком – архейские коматииты, PR₁ баз – раннепротерозойские базальты, PR₂ анд – среднепротерозойские андезиты, AR ттг – архейские тоналит-трондьемит-гранитные ассоциации, AR₁ фел – раннеархейские фельзиты, PR₂ фел – среднепротерозойские фельзиты, PR грн – протерозойские гранитоиды), по данным из работы [Condie, 1993].

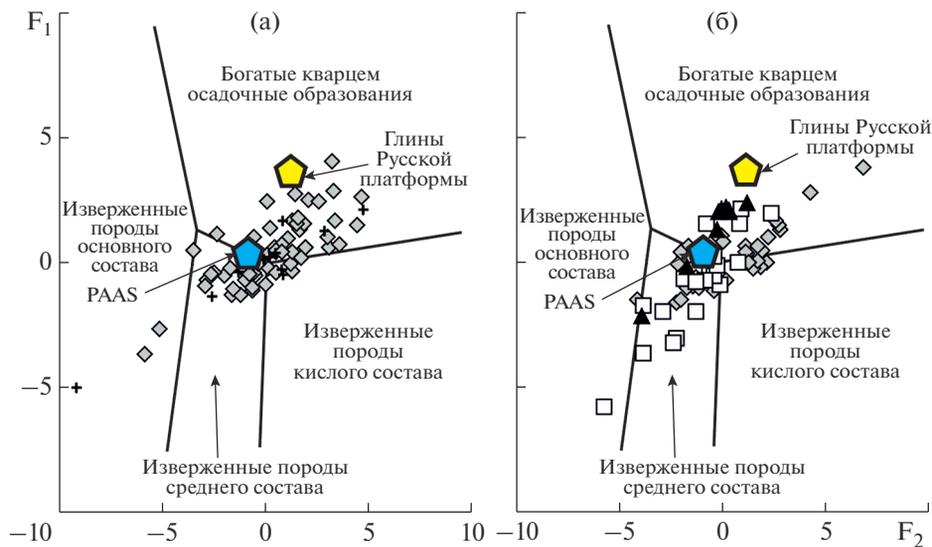


Рис. 6. Распределение точек составов глинистых пород лапландского гляциогоризонта (а) и редкинского региона (б) различных частей Восточно-Европейской платформы на диаграмме F₁–F₂ [Roser, Korsch, 1988]. Условные обозначения см. рис. 5.

ровну и группируются в области продуктов размытия осадочных образований, а также в области магматических пород среднего состава. Точки глинистых пород редкинського региона Лужско-Ладжской моноклинали, напротив, как правило, бывают сосредоточены лишь в первой из вышеназванных областей. Возможно, это является

следствием значительной доли продуктов выветривания в породах-источниках тонкой алюмосиликокластики.

Фигуративные точки тонкозернистых обломочных пород беломорского региона распределены на диаграмме F₁–F₂ иначе. Так, преобладающая часть точек глинистых пород этого возраста

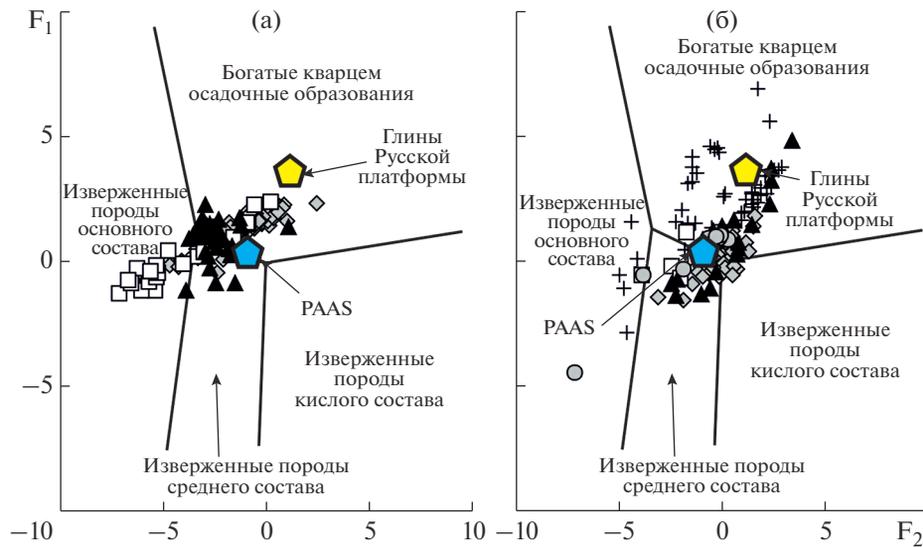


Рис. 7. Распределение точек составов глинистых пород беломорского (а) и котлинского (б) региоярусов различных частей Восточно-Европейской платформы на диаграмме F1–F2 [Roser, Korsch, 1988].
Условные обозначения см. рис. 5.

в Кваркушко-Каменногорском мегантиклинории соответствует области продуктов размыва осадочных образований (рис. 7а). Сходным образом локализованы точки тонкозернистых обломочных пород Юго-Восточного Беломорья. В то же время, наибольшая часть фигуративных точек глинистых пород того же возраста, вскрытых скв. Кельтменская 1, отчетливо тяготеет к области составов, соответствующих продуктам эрозии основных магматических пород.

Преобладающая часть точек с составами глинистых сланцев и аргиллитов *котлинского региояруса* западного склона Южного Урала на диаграмме F1–F2 располагается в области составов, формирующихся в результате эрозии богатых кварцем осадочных образований (см. рис. 7б). И значительно меньше точек локализовано в области составов, связанных с размывом основных магматических пород. Точки глинистых пород данного уровня венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория распределены в областях продуктов размыва как осадочных пород, так и средних и кислых магматических образований. Примерно также локализованы на данном графике и точки глинистых сланцев Юго-Восточного Беломорья. Тонкозернистые обломочные породы котлинского региояруса Лужско-Ладожской моноклинали, судя по распределению фигуративных точек на диаграмме, могут рассматриваться как сложенные преимущественно продуктами размыва осадочных образований.

На диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ точки тонкозернистых обломочных пород *лапландского гляциогоризонта* западного склона Среднего Урала сосредоточены преимущественно в зоне пере-

крытия областей составов поверхностных донных осадков устьевых частей современных рек категорий 1 (крупные реки) и 2 (реки, дренирующие, в основном, площади развития осадочных пород), а также в зоне перекрытия областей 1, 2 и 3 (реки, дренирующие площади развития магматических/метаморфических комплексов). Некоторая часть точек локализована в области, соответствующей донным осадкам устьевых частей рек категории 3, или находится вне каких-либо классификационных областей (рис. 8а). Фигуративные точки глинистых пород бакеевской свиты Южного Урала также тяготеют к зоне перекрытия областей 1, 2 и 3, а составы тонкозернистых обломочных пород суировской свиты попадают на диаграмме в область донных осадков устьевых частей рек категории 4 (реки, питающиеся продуктами размыва вулканических ассоциаций) или находятся в зоне перекрытия областей 4 и 1 или областей 4 и 2.

На диаграмме $(La/Yb)_N - Th$ преобладающая часть точек составов тонкозернистых обломочных пород лапландского гляциогоризонта Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория сосредоточена в зоне перекрытия областей донных осадков рек категорий 1 и 2 (см. рис. 8б). Значительно меньше точек располагается непосредственно в области донных осадков категории 1 или находится вне контуров классификационных областей. Примечательно, что 5 точек из 50 (т.е. ~10%) тяготеют к области донных осадков рек категории 4. В этой же области располагается большинство точек глинистых пород суировской свиты венда Южного Урала. Точки глинистых сланцев бакеевской свиты, напротив, сосредоточены

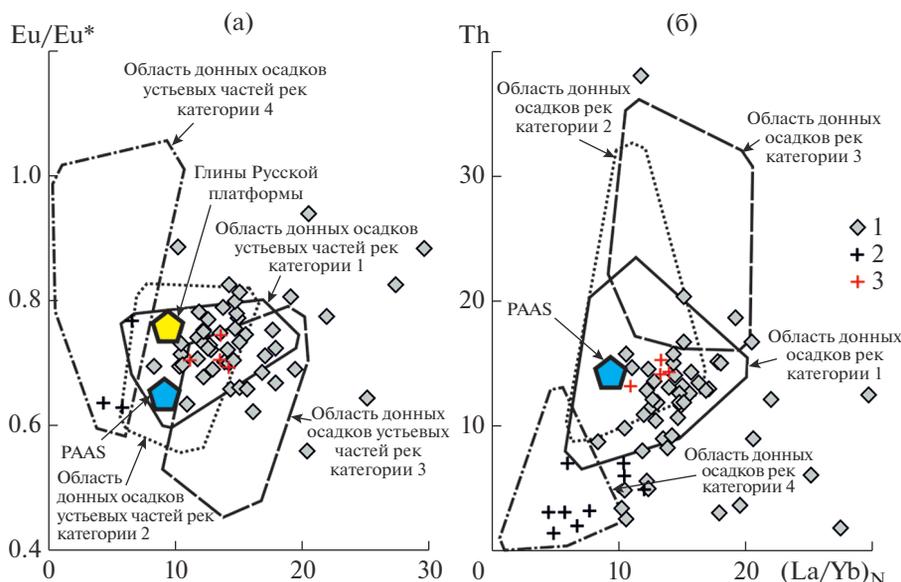


Рис. 8. Распределение точек состава тонкозернистых обломочных пород лапландского гляциогоризонта на диаграммах $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* (а) и $(La/Yb)_N$ – Th (б). Глинистые породы: 1 – западного склона Среднего Урала; 2 – суировской свиты западного склона Южного Урала; 3 – бакеевской свиты западного склона Южного Урала.

в зоне перекрытия областей донных осадков современных рек категорий 1 и 2. Таким образом, формирование отложений лапландского гляциогоризонта венда Башкирского мегантиклинория, вероятно, происходило за счет поступления в область седиментации, в основном, продуктов размыва осадочных образований или поступало со значительных по своей площади водосборов, сложенных разнообразными комплексами пород, геохимические характеристики которых, взятые в целом, были близки к PAAS.

Точки глинистых пород *редкинского региояруса* западного склона Среднего Урала на графике $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* в основном сосредоточены в зоне перекрытия областей составов донных отложений современных рек категорий 1 и 2 (или 1, 2 и 3); часть точек присутствует и в области осадков приустьевых частей рек категории 3, а также находится вне каких-либо классификационных областей (рис. 9а). Примерно так же распределены и индивидуальные точки с составами тонкозернистых обломочных пород *редкинского региояруса*, представляющих Вычегодский прогиб, Юго-Восточное Беломорье и Лужско-Ладожскую моноклинал. Несколько точек глинистых пород *редкинского региояруса* Юго-Восточного Беломорья располагаются в области значений $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* , характерных для донных отложений приустьевых частей рек, питающихся продуктами размыва преимущественно вулканогенных комплексов пород (категория 4).

На графике $(La/Yb)_N$ – Th подавляющая часть фигуративных точек глин *редкинского региояруса* присутствует в зоне перекрытия областей с составами, характерными для донных отложений приустьевых частей современных рек категорий 1 и 2. В зоне перекрытия областей 1, 2 и 3, напротив, точек почти нет, однако в области отложений современных рек категории 4 и в зоне перекрытия областей 1, 2 и 4 можно видеть довольно большое количество точек (см. рис. 9б).

Фигуративные точки глинистых пород *беломорского региояруса* на диаграмме $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* образуют компактную совокупность. В основном они приурочены к зоне перекрытия областей 1, 2 и 3, а также к зоне перекрытия областей 1, 2 и 4 (рис. 10а). При этом точки глинистых пород западного склона Среднего Урала и Вычегодского прогиба присутствуют во всех четырех классификационных областях диаграммы, а точки тонкозернистых обломочных образований *беломорского региояруса* Юго-Восточного Беломорья локализованы в зоне перекрытия областей 1, 2 и 3 и непосредственно в области 3. Это дает основание думать, что в составе тонкозернистых пород Юго-Восточного Беломорья, а также глинистых сланцев *беломорского региояруса* Среднего Урала, присутствуют продукты размыва как осадочных образований, так и магматических и метаморфических ассоциаций.

На диаграмме $(La/Yb)_N$ – Th фигуративные точки глинистых пород *беломорского региояруса* западного склона Среднего Урала отчетливо тяго-

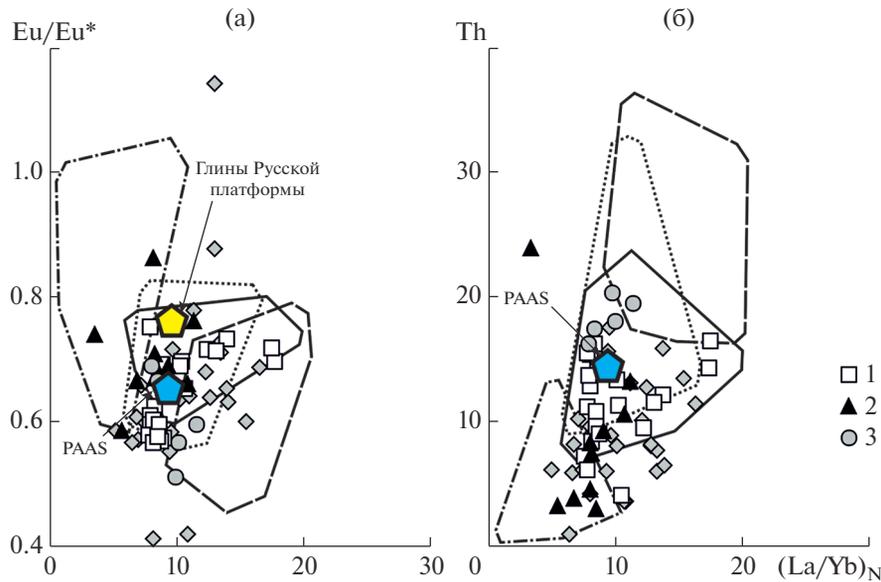


Рис. 9. Распределение точек состава тонкозернистых обломочных пород редкинского региояруса на диаграммах $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ (а) и $(La/Yb)_N-Th$ (б). Глинистые породы: 1 – Вычегодского прогиба; 2 – Юго-Восточного Беломорья; 3 – Балтийской/Лужско-Ладожской моноклинали.

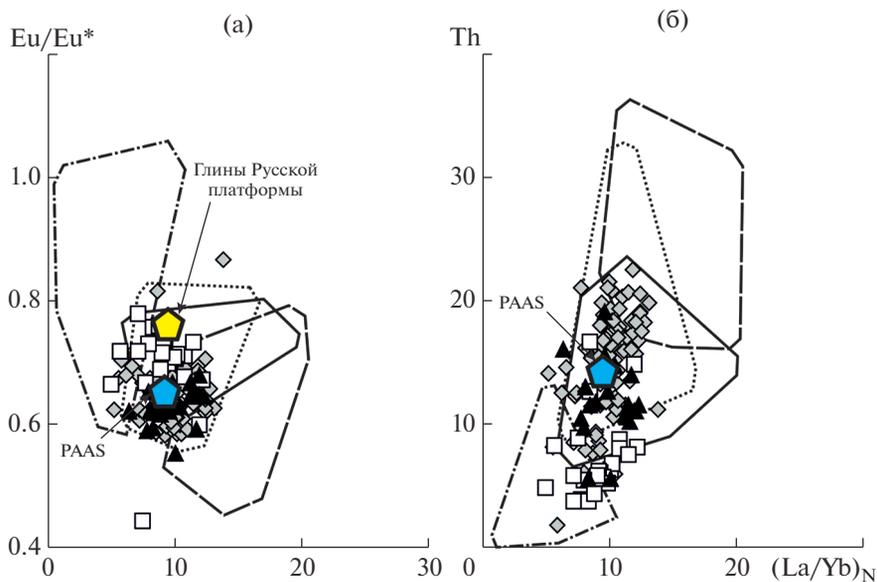


Рис. 10. Распределение точек состава глинистых пород беломорского региояруса на диаграммах $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ (а) и $(La/Yb)_N-Th$ (б). Условные обозначения см. рис. 8, 9.

теют к областям составов донных осадков приустьевых частей рек категорий 1, 2 и 3 (см. рис. 10б), Точки глинистых сланцев Юго-Восточного Беломорья, в основном, сосредоточены в зоне перекрытия областей 1 и 2. В этой зоне располагается также и небольшая часть точек с составами глинистых пород Вычегодского прогиба. Несколько больше точек присутствует в области донных

осадков приустьевых частей рек категории 1, а основная часть точек группируется в области донных осадков категории 4 (реки, дренирующие вулканические провинции) или вблизи нее.

Глинистые породы котлинского региояруса в целом на диаграмме $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ в основном сосредоточены в зоне перекрытия всех имеющихся на ней классификационных областей (рис. 11а).

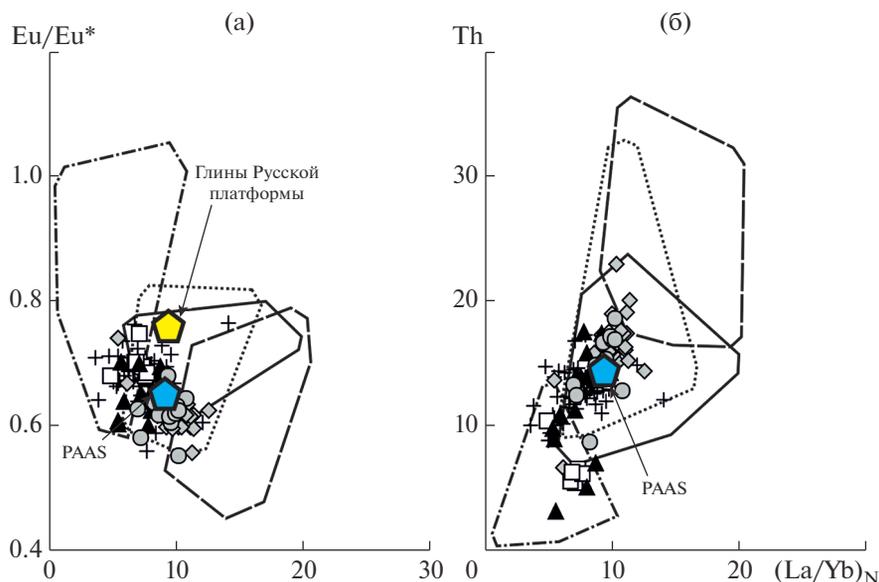


Рис. 11. Распределение точек состава глинистых пород котлинского региояруса на диаграммах $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* (а) и $(La/Yb)_N$ –Th (б).
Условные обозначения см. рис. 8, 9.

При этом фигуративные точки глинистых сланцев и аргиллитов данного яруса Юго-Восточного Беломорья и Вычегодского прогиба отсутствуют в области донных отложений приустьевых частей современных рек категории 3, а точки аргиллитов Лужско-Ладужской моноклинали отсутствуют в области 4. Точки аргиллитов котлинского региояруса западного склона Южного Урала более заметно группируются в области составов донных осадков современных рек категории 4 в сравнении с областью осадков рек категории 3.

На диаграмме $(La/Yb)_N$ –Th в зоне перекрытия областей, соответствующих донным осадкам современных рек категорий 1, 2 и 3 присутствуют только единичные точки глинистых пород котлинского региояруса западного склона Среднего Урала (см. рис. 11б). Основная часть фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород этого региояруса венда сосредоточена в зоне перекрытия областей, соответствующих современным донным осадкам приустьевых частей рек категорий 1 и 2, т. е. в их составе преобладают продукты размыва разнообразных осадочных образований. Некоторая часть точек глинистых пород котлинского региояруса Вычегодского прогиба, Юго-Восточного Беломорья и западного склона Южного Урала может располагаться как в области приустьевых осадков рек категории 4 (реки этой категории питаются в основном продуктами размыва вулканических ассоциаций), так и в зоне перекрытия областей донных осадков современных рек категорий 1 и 4 или 1, 2 и 4. По-видимому, на палеоводосборах котлинского времени собственно

магматические и метаморфические породы имели ограниченное развитие.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Все сказанное выше показывает, что источниками основной части тонкой алюмосиликокластики, слагающей осадочные последовательности венда северо-западной, северной, северо-восточной и восточной частей Восточно-Европейской платформы, являлись преимущественно зрелые в геохимическом отношении комплексы пород и/или субстраты-источники. Это хорошо видно по распределению точек составов глинистых пород различных литостратиграфических подразделений (валдайской, серебрянской, сylvицкой и ашинской серий) на диаграммах $(CaO + MgO) - SiO_2/10 - (Na_2O + K_2O)$ и $La/Sc - Th/Co$. Исключением являются тонкозернистые обломочные породы котлинского региояруса западного склона Южного Урала, в составе которых, по-видимому, доля продуктов разрушения магматических пород основного или среднего состава более значительна, по сравнению с глинистыми породами всех остальных литостратиграфических подразделений венда; то же можно предполагать и для глинистых пород суировской свиты Южного Урала.

Вместе с тем информация о составе комплексов пород, или субстратов-поставщиков тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей венда, полученная на основе диаграмм $(CaO + MgO) - SiO_2/10 - (Na_2O + K_2O)$ и $La/Sc - Th/Co$, представляется все же недостаточно кон-

кретной. Вследствие этого для реконструкции состава палеоводосборов также использовалась диаграмма F1–F2. Распределение точек составов глинистых пород на этой диаграмме показывает, что источниками тонкой алюмосиликокластики в течение венда являлись как осадочные образования, так и магматические породы кислого и среднего состава. Исключением являются глинистые породы беломорского регионаруса Вычегодского прогиба, в которых можно предполагать более заметную долю продуктов разрушения основных магматических пород.

Полученные результаты не противоречат ранее сделанным выводам [Маслов и др., 2008, 2016; Маслов, Подковыров, 2013; Подковыров и др., 2011, 2017 и др.] и хорошо согласуются с существующими палеогеографическими реконструкциями [Аксенов, 1985 и ссылки в этой работе]. В то же время они не позволяют прийти к каким-либо определенным выводам относительно характера речных систем, питавших осадочные бассейны венда обломочным материалом, о размерах и типах их водосборных пространств. Судить о характеристиках водосборов можно, по-видимому, только с помощью диаграмм $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N - Th$, классификационные области которых основаны на геохимических характеристиках донных осадков устьевых частей современных рек различных категорий, приведенных в публикации [Bayon et al., 2015].

Распределение точек составов тонкозернистых обломочных пород на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ позволяет думать, что в течение венда питание мелководных морских бассейнов, существовавших в полосе от южной периферии Балтийского щита (современная Балтийская/Лужско-Ладожская моноклиналь) до западного склона современного Южного Урала, происходило преимущественно взвешенным материалом, транспортировавшимся реками категории 1 (крупные реки с разнообразными по составу пород водосборами) и/или категории 2 (реки, питающиеся преимущественно продуктами размыва осадочных образований). Так как площадь водосборов современных рек указанных категорий достаточно велика (например, р. Сена – 79 тыс. км², р. Нил – до 3 млн км², р. Амазонка – почти 6 млн км²), можно предполагать, что вендские бассейны седиментации⁹, существовавшие в центральной, северной и восточной частях Восточно-Европейской платформы, занимали существенно большие площади, по срав-

нению с современными полями распространения верхневендских отложений. Кроме того, по аналогии с общим строением водосборов рек категории 1 (например, Маккензи, Фрейзер и др.) можно ожидать, что на площадях вендских речных водосборов значительная доля (20...30...40...?) приходилась на осадочные/метаосадочные образования, или эти водосборы были представлены только такими породами. Таким образом, это позволяет предполагать, что площади распространения на Восточно-Европейской платформе осадочных толщ рифея (в настоящее время приуроченных только к авлакогенам) могли быть более значительными, чем это оценивается в настоящее время.

Наряду с реками категорий 1 и 2, определенный вклад в формирование поздневендских осадочных последовательностей, судя по распределению точек составов глинистых пород редкинско-беломорского и котлинского регионарусов на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$, вносили также и реки, которые поставляли продукты размыва магматических и метаморфических комплексов, слагающих цоколь Восточно-Европейской платформы. В беломорское и котлинское время в ряде регионов (южные районы Мезенской впадины, восток Башкирского мегантиклинория и, возможно, Волго-Уральская область) в размыв были вовлечены и вулканические ассоциации, служившие источниками тонкой алюмосиликокластики, транспортировавшейся реками категории 4. Локализация точек составов глинистых пород венда северо-западной, северной, северо-восточной и восточной частей Восточно-Европейской платформы на диаграмме $(La/Yb)_N - Th$ это подтверждает.

Полученные нами с помощью различных литогеохимических методов и подходов выводы относительно типов водосборов и питающих провинций, которые могли быть источниками тонкозернистого обломочного материала для осадочных последовательностей венда ряда регионов Восточно-Европейской платформы, не противоречат существовавшим ранее представлениям об основных процессах накопления кластики в вендских отложениях [Аксенов, 1985 и ссылки в этой работе]. Вместе с тем, они позволяют думать, что водосборы в венде были в основном сложены дорифейскими и рифейскими (?) осадочными и метаосадочными образованиями, площадь распространения которых в пределах Восточно-Европейской платформы была, по-видимому, значительно больше той, которую можно видеть сегодня. Многие исследователи также считают, что существенный вклад в накопление валдайской, серебрянской, сыльвицкой и ашинской серий, а также бижбулякского комплекса вносил алюмокластический материал, поступавший со стороны обрамлявших платформу складчатых сооружений (Тиман, Се-

⁹ Седиментационный бассейн мы понимаем, вслед за П.П. Тимофеевым [1986], как участок земной коры, где накапливаются или накапливались осадки. Соответственно, размеры такого бассейна (от истоков питающих его рек до конечного/приемного водоема включительно) всегда существенно больше, чем площадь, занимаемая теми или иными соотносимыми с ним осадочными последовательностями.

верный, Средний и Южный Урал) [Сочава и др., 1992; Сочава, 1996; Оловянишников, 1998; Маслов, Подковыров, 2013 и др.]. Однако, как выяснилось в последнее время, это не всегда могло быть так.

Так, по данным работы [Ивлева и др., 2016], в позднем венде основным источником кластики для восточных районов современной Балтийской/Лужско-Ладожской моноклинали был одноименный щит, и только в самом начале раннего кембрия, при сохранении сноса с Балтийского щита, существенную роль в качестве поставщика обломочного материала приобрела тиманская окраина Балтики.

Песчаники тамических слоев (или тамической подсвиты), залегающие, как предполагается, в основании верхневендского разреза Юго-Восточного Беломорья, содержат обломочные цирконы, U–Pb-изотопный возраст которых соответствует временному интервалу 2839...1836 млн лет [Кузнецов и др., 2014]. Это позволяет считать, что источниками слагающего эти песчаники материала являлись кристаллические комплексы цоколя Восточно-Европейской платформы.

В песчаниках керносской свиты Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, по данным работы [Маслов и др., 2012], присутствуют обломочные цирконы как мезо- и неогаргейского (~15%), так и палеопротерозойского (~60%) возраста, что в значительной степени сближает их с тиллитовидными конгломератами танинской свиты. В то же время, около четверти кристаллов циркона имеет мезопротерозойский (пики 1549–1508, 1472, 1465, 1376–1340, 1270–1242, 1186, 1115 и 1034 млн лет) и тонийский (для одного зерна $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст ядра составляет ~1177, а обломки – около 892 млн лет) возраст. Таким образом, популяция обломочных цирконов в породах лапландского и редкинского региоярусов западного склона Среднего Урала объединяет как продукты размыва дорифейских кристаллических комплексов цоколя Восточно-Европейской платформы, так и присутствующих среди них, скорее всего, догренильских (1.5–1.2 млрд лет) и гренильских (1.3–1.0 млрд лет) образований.

U–Pb-изотопный возраст обломочных цирконов, выделенных из песчаников толпаровской свиты (лапландский региоярус) Башкирского мегантиклинория, варьирует от 2905 до 889 млн лет [Кузнецов и др., 2019]. Из них ~9% зерен характеризуются неопротерозойским возрастом, около 70% – мезопротерозойским (пики 1418 и 1172 млн лет), а 22% – палеопротерозойским и мезоаргейскими возрастными. В песчаниках басинской свиты (котлинский региоярус): 63% всей популяции цирконов – это кристаллы мезопротерозойского возраста (пики – 1213 и 1501 млн лет); ~30% цирконов имеет палеопротерозойский возраст (пики – 1907 и

2000 млн лет). На долю цирконов неопротерозойского возраста приходится 3%, и примерно столько же составляют зерна нео- и мезоаргейского возрастов [Кузнецов и др., 2012а, 2012б]. Песчаники кукараукской свиты того же региояруса содержат обломочные цирконы, диапазон возрастов которых составляет ~3188...~617 млн лет (~8% – зерна неопротерозойского возраста ~62% и 17% – доли зерен с мезо- и палеопротерозойскими возрастными, 13% – зерна нео- и мезоаргейского возраста). Таким образом, здесь, как и в породах лапландского и редкинского региоярусов западного склона Среднего Урала, наряду с преобладающими кристаллами мезопротерозойского возраста, есть более древние зерна, источниками которых были кристаллические комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы.

В то же время, в пользу поступления тонкозернистой алюмосиликокластики на периферию платформы со стороны Варангер-Канино-Тиманского складчато-надвигового пояса, или Тиманского орогена, сложенного позднекембрийскими осадочно-метаморфическими, вулканогенно-обломочными и магматическими комплексами [The Neoproterozoic Timanide ..., 2004 и др.], свидетельствуют величины ряда индикаторных отношений (Th/Cr, Th/Sc и др.) в глинистых породах верхнего венда Предтиманского предгорного прогиба, которые позволили установить, что примитивные в геохимическом отношении архейские субстраты, доминирующие в составе Кольского и Волго-Уральского мегаблоков Восточно-Европейской платформы [Земная кора ..., 1978; Докембрийская геология ..., 1988; Бибикина и др., 2008, 2015; Минц и др., 2010; Bogdanova et al., 2010 и др.], не принимали заметного участия в формировании осадочного выполнения Предтиманского предгорного прогиба.

Об этом свидетельствуют также и данные о модельном Nd-возрасте (T_{DM}) глинистых пород Предтиманского предгорного прогиба. Так, аргиллиты верхнего венда Юго-Восточного Беломорья имеют модельный Nd-возраст от 1.73–1.71 до 1.57–1.53 млрд лет [Маслов и др., 2008]. Тонкозернистые обломочные породы сълвицкой серии западного склона Среднего Урала обладают значениями T_{DM} в интервале 1.77–1.73 млрд лет [Маслов и др., 2005]. Это резко отличается от более древних величин T_{DM} , характерных для инфракрупных образований Балтийского щита и Волго-Уральского геоблока. Модельный Nd-возраст аргиллитов байкибашевской и старопетровской свит бижбулякского комплекса Шкаповско-Шиханской впадины варьирует от 2.3 до 2.2 млрд лет [Маслов и др., 2006], тогда как тонкозернистые обломочные породы вышележащей салиховской свиты имеют заметно омоложенные значения (~1.58 млрд лет). Причиной этого могло быть

усиление сноса обломочного материала с востока, со стороны растущего Белорецкого метаморфического поднятия – фрагмента Варангер-Канино-Тиманского складчато-надвигового пояса во время накопления осадков салиховской свиты [Маслов и др., 2009].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны В.П. Шевченко (ИО РАН) за консультации по вопросам современного осадконакопления, Д.В. Гражданкину (ИНГГ СО РАН), М.Т. Крупнину (ИГГ УрО РАН), Н.Г. Воробьевой (ГИН РАН) за помощь в сборе образцов глинистых пород различных осадочных последовательностей венда и Н.С. Глушковой (ИГГ УрО РАН) за подготовку иллюстраций к данной работе.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в соответствии с темами госзадания ИГГ УрО РАН, ГИН РАН и ИГГД РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенов Е.М.* Венд Восточно-Европейской платформы // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 3–34.
- Беккер Ю.Р.* Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Ларионов А.Н. и др.* Новые данные о раннеархейском возрасте гранитоидов Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона // Докл. РАН. 2008. Т. 419. № 2. С. 219–223.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др.* Ранняя кора Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: изотопно-геохронологическое изучение терригенного циркона из метаосадочных пород большечеремшанской серии и их Sm–Nd модельный возраст // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 1. С. 3–26.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Отв. ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин. М.: Наука, 1985. 222 с.
- Геология СССР.* Т. 1. Геологическое описание. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. М.: Недра, 1971. 504 с.
- Гордеев В.В.* Глобальная роль маргинального фильтра океана // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Т. I. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. С. 242–244.
- Гордеев В.В., Лисицын А.П.* Геохимическое взаимодействие пресноводной и морской гидросфер // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 721–744.
- Гражданкин Д.В.* Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 4. С. 3–34.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Место венда в Международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупнин М.Т.* Строение и этапы формирования вендских отложений съвицкой серии западного склона Среднего Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 20–40.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупнин М.Т., Ронкин Ю.Л.* Осадочные системы съвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.
- Докембрийская геология / Отв. ред. Д.В. Рундквист, Ф.П. Митрофанов. Л.: Наука, 1988. 440 с.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М. и др.* Основание венда на Южном Урале: Rb–Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 82–96.
- Земная кора восточной части Балтийского щита / Отв. ред. К.О. Кратц. Л.: Наука, 1978. 232 с.
- Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Еришова В.Б. и др.* Результаты U–Pb (LA-ICP-MS)-датирования обломочных цирконов из верхневендско-нижнекембрийских отложений востока Балтийской моноклизы // Докл. РАН. 2016. Т. 468. № 4. С. 441–446.
- Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М.* Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 119–124.
- Кузнецов Н.Б., Алексеев А.С., Белоусова Е.А. и др.* Тестирование моделей поздневендской эволюции северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы на основе первых результатов изотопного U/Pb-датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из верхневендских песчаников Юго-Восточного Беломорья // Докл. РАН. 2014. Т. 458. № 3. С. 313–317.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Маслов А.В. и др.* Первые результаты U/Pb-датирования детритовых цирконов из песчаников верхневендской бакеевской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2019. С. 305–309.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В. и др.* Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – подтверждение пространственной сопряженности Уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в структуре Родинии (“Australia upside down conception”) // Литосфера. 2012а. № 4. С. 59–77.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В. и др.* Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографический и палеотектонический аспекты // Докл. РАН. 2012б. Т. 447. № 1. С. 73–79.
- Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
- Лукашин В.Н., Кречик В.А., Ключиткин А.А., Стародымова Д.П.* Геохимия взвешенного вещества в маргинальном фильтре реки Преголи (Балтийское море) // Океанология. 2018. Т. 58. № 6. С. 933–947.
- Маслов А.В.* К реконструкции категорий рек, сформировавших выполнение осадочных бассейнов рифея в области сочленения Восточно-Европейской платформы и современного Южного Урала // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 28–36.

- Маслов А.В.* Литогеохимический облик отложений ашинской серии венда западного склона Южного Урала // Литосфера. 2014. № 1. С. 13–32.
- Маслов А.В.* Некоторые особенности ранневендской седиментации на Южном и Среднем Урале // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 6. С. 624–639.
- Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселев В.И. и др.* U–Pb-систематика обломочных цирконов из отложений серебрянской серии Среднего Урала // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 2. С. 180–196.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н. и др.* Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 3. С. 290–312.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н. и др.* Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского форландового бассейна Тиманского орогена // Геохимия. 2009. № 12. С. 1294–1318.
- Маслов А.В., Козина Н.В., Кловиткин А.А. и др.* Распределение редкоземельных элементов и систематика $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в современных донных осадках Каспийского моря // Докл. РАН. 2014. Т. 459. № 2. С. 203–207.
- Маслов А.В., Козина Н.В., Шевченко В.П. и др.* Систематика редкоземельных элементов в современных донных осадках Каспийского моря и устьевых зон рек Мира: опыт сопоставления // Докл. РАН. 2017. Т. 475. № 2. С. 195–201.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Титов Ю.В., Червяковская М.В.* Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы // Литосфера. 2020. Т. 20. № 1. С. 40–62.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н.* Верхневендская нескладчатая моласса северо-восточной, восточной и юго-западной периферии Восточно-Европейской платформы: основные черты литогеохимии // Геохимия. 2013. Т. 51. № 1. С. 50–71.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др.* Систематика редкоземельных элементов и модельный возраст Nd в аргиллитах венда западного склона Среднего Урала // Докл. РАН. 2005. Т. 401. № 5. С. 668–672.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Ишерская М.В., Лепихина О.П.* Систематика редкоземельных элементов и Nd модельный возраст аргиллитов верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 6. С. 799–803.
- Маслов А.В., Шевченко В.П.* Систематика редких земель и Th во взвеси и донных осадках устьевых зон разных категорий/классов рек мира и ряда крупных рек Российской Арктики // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 59–78.
- Маслов А.В., Школьник С.И., Летникова Е.Ф. и др.* Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2018. 383 с.
- Маслов А.В., Ялышева А.И., Подковыров В.Н. и др.* Литогеохимический состав песчаников ашинской серии венда Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 5. С. 347–374.
- Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В. и др.* Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1994. № 6. С. 789–803.
- Миц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др.* Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: Геокарт, ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с., Т. 2. 400 с.
- Оловянишников В.Г.* Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 162 с.
- Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда южной части Вычегодского прогиба // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 5. С. 484–504.
- Подковыров В.Н., Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Еришова В.Б.* Литостратиграфия и геохимия отложений верхнего венда–нижнего кембрия северо-востока Балтийской моноклинали // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 3–23.
- Разумовский А.А., Новиков И.А., Рудько С.В. и др.* U–Pb изотопный возраст пепловых туфов поздневендской басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы ЛП Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2020. С. 219–224.
- Савенко В.С.* Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС, 2006. 174 с.
- Савенко В.С., Покровский О.С., Дюпре Б., Батулин Г.Н.* Химический состав взвешенного вещества крупных рек России и сопредельных стран // Докл. РАН. 2004. Т. 398. № 1. С. 97–101.
- Сочава А.В.* Петрохимия вендских терригенных отложений Русской платформы и ее складчатого обрамления // Палеогеография венда–раннего палеозоя (ПВРП-96). Тезисы докладов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 146–149.
- Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицын С.Б.* Геохимия верхневендских отложений Русской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 2. С. 71–89.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
- Тимофеев П.П.* Проблемы изучения осадочных формаций // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 2–9.
- Чумаков Н.М.* Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с.
- Шевченко В.П., Покровский О.С., Филиппов А.С. и др.* Об элементном составе взвеси реки Северная Двина (бассейн Белого моря) // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 5. С. 686–692.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Bavinton O.A.* Interflow sedimentary rocks from the Kambalda ultramafic sequence: their geochemistry, metamorphism and genesis. PhD thesis. Australian National Univ., 1979. 487 p.
- Bavinton O.A.* The Nature Sulfidic Metasediments at Kambalda and Their Broad Relationships with Associated Ultramafic Rocks and Nickel Ores // Economic Geol. 1981. V. 76. P. 1606–1628.
- Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C. et al.* Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 170. P. 17–38.

- Bogdanova S., De Waele B., Bibikova E. et al.* Volgo-Uralia: the first U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd isotopic evidence of preserved Paleoproterozoic crust // *Am. J. Sci.* 2010. V. 310. P. 1345–1383.
- Cameron E.M., Hall G.E.M., Veizer J., Krouse H.R.* Isotopic and elemental hydrogeochemistry of a major river system: Fraser River, British Columbia, Canada // *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*. 1995. V. 122. P. 149–169.
- Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37.
- Cullers R.L.* Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // *Chem. Geol.* 2002. V. 191. P. 305–327.
- Grazhdankin D.V.* Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota // *J. Paleontol.* 2014. V. 88. № 2. P. 269–283.
- Kolesnikov A.V., Danelian T., Gommeaux M. et al.* Arumberriamorph structure in modern microbial mats: implications for Ediacaran palaeobiology // *Bull. Soc. Géol. France*. 2017. V. 188. № 1–2. P. 57–66.
- Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Nagovitsin K.E. et al.* Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals // *Precambrian Res.* 2015. V. 263. P. 59–78.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V. et al.* Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // *Precambrian Res.* 2017. V. 298. P. 157–173.
- Peucker-Ehrenbrink B., Miller M.W., Arsouze T., Jeandel C.* Continental bedrock and riverine fluxes of strontium and neodymium isotopes to the oceans // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. V. 11. Q03016. <https://doi.org/10.1029/2009GC002869>
- Roser B.D., Korsch R.J.* Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // *Chem. Geol.* 1988. V. 67. P. 119–139.
- Shumlyanskyy L., Nosova A., Billstrom K. et al.* The U–Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant. *GFF*. 2016. V. 138. № 1. P. 17–30. <https://doi.org/10.1080/11035897.2015.1123289>
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- The Neoproterozoic Timanide orogen of Eastern Baltica / Eds D.G. Gee, V. Pease. *Geol. Soc. London. Memoirs*. 2004. V. 30. 255 p.
- Turgeon S., Brumsack H.-J.* Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche basin of central Italy // *Chem. Geol.* 2006. V. 234. P. 321–339.

Categories of Catchment Areas-Sources of Thin-Grained Aluminosiliciclastics for Vendian Sedimentary Sequences of North and Eastern Parts of the East-European Platform

A. V. Maslov^{1, 2, *} and V. N. Podkovyrov^{3, **}

¹ Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences,
Vonsovsky str., 15, Yekaterinburg, 620016 Russia

² Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

³ Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,
Makarov emb., 2, St. Petersburg, 199034 Russia

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: vpodk@mail.ru

Despite the current characterization of the accumulation conditions of the Vendian sedimentary sequences of the northwestern, central, northern, northeastern and eastern parts of the East European platform, the question of the types of catchments and the ratio of crystalline complexes, sedimentary and metasedimentary strata in their composition is at least debatable. We found that the location of clayey rock data points for various Vendian lithostratigraphic units on the (CaO + MgO)–SiO₂/10–(Na₂O + K₂O), La/Sc–Th/Co, and F1–F2 diagrams indicates mainly geochemically quite mature rock complexes/substrates-sources of the main part of fine-grained aluminosiliciclastics. These include both sedimentary formations and igneous rocks of acidic and intermediate composition. The localization of clayey rock data points on the (La/Yb)_N–Eu/Eu* and (La/Yb)_N–Th diagrams suggests that the shallow-water Vendian sedimentary basins were fed mainly by aluminosiliciclastics transported by major rivers draining large continental areas and/or rivers, draining “mixed/sedimentary” formations. This suggests that the distribution area on the East European platform of the Riphean sedimentary deposits (currently confined only to aulacogens) and the Lower Proterozoic metasedimentary formations could be significantly larger.

Keywords: East European platform, Kvar Kush–Kamennogorsk meganticlinorium, Bashkir meganticlinorium, Vendian, category of catchment areas, thin-grained aluminosiliciclastics.

УДК [551.2:552.5] (571.642:551.55:551.242.11)

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ОБСТАНОВОК КАЙНОЗОЙСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ТЕРРЕЙНА ПО ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

© 2021 г. А. И. Малиновский*

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
просп. 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022 Россия

*e-mail: malinovsky@fegi.ru

Поступила в редакцию 02.06.2020 г.

После доработки 09.06.2020 г.

Принята к публикации 14.08.2020 г.

Рассматриваются результаты изучения вещественного состава песчаных пород из кайнозойских отложений Западно-Сахалинского террейна. Установлено, что по своим минералого-геохимическим параметрам песчаники террейна соответствуют грауваккам и являются петрогенными, или “first cycle”, породами. Они характеризуются невысокой степенью зрелости обломочного материала, образовавшегося преимущественно за счет механического разрушения пород источников питания. Палеогеодинамическая интерпретация полученных данных свидетельствует, что в палеоцене–плиоцене осадконакопление происходило непосредственно вдоль края Азиатского континента в бассейне, связанным с крупномасштабными сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. Область питания объединяла, главным образом, сиалическую сушу, сложенную гранитно-метаморфическими и осадочными породами, и зрелую глубоко расчлененную окраинно-континентальную дугу, в которой эрозия вскрыла гранитоидные батолиты ее основания. Второстепенным источником были фрагменты аккреционных призм Сихотэ-Алиня, в строении которых участвовали офиолиты. U–Pb изотопные датировки детритовых цирконов позволили установить основные комплексы гранитоидов, поставивших кластику в кайнозойские седиментационные бассейны террейна.

Ключевые слова: Западно-Сахалинский террейн, кайнозой, песчаники, вещественный состав, геодинамические обстановки, источники питания.

DOI: 10.31857/S0024497X21010067

Для выяснения палеогеодинамических обстановок формирования разновозрастных бассейнов седиментации, а также для реконструкции типов и состава материнских пород областей их питания в последние десятилетия (начиная примерно с 80-х годов прошлого века) широко используются результаты изучения и интерпретации вещественного состава терригенных пород и, в особенности, песчаников [Летникова и др., 2011; Маслов и др., 2016; Bhatia, 1983; Dickinson, Suczek, 1979; Floyd, Leveridge, 1987; Maynard et al., 1982; Markevich et al., 2007; Morton et al., 2011; Roser, Korsch, 1986 и др.]. При этом наиболее достоверные реконструкции могут быть получены при комплексном использовании всех возможных характеристик вещественного состава пород, таких как: содержание и соотношение породообразующих компонентов, тяжелых обломочных минералов и их микрохимические параметры; геохимические особенности пород в целом; результаты U–Pb изотопного датирования обломочных цир-

конов. Такой подход наиболее актуален для складчатых областей, где древние отложения сохранились в виде отдельных фрагментов, имеют сложное строение, а их изучение затруднено плохой обнаженностью.

Остров Сахалин, известный своими крупными месторождениями горючих полезных ископаемых, достаточно хорошо изучен в ходе многочисленных геолого-съёмочных и поисковых работ, тематических биостратиграфических, структурных и петрологических исследований. В результате был накоплен богатый фактический материал в различных областях геологических знаний, чему также способствовали появление современных аналитических методов и увеличение их точности [Гладенков и др., 2002; Голозубов и др., 2016; Гранник, 2008; Жаров, 2004; Зябров, Пересторонин, 2004; и др.]. На этом фоне заметно отстает литологическая изученность терригенных отложений острова, в том числе кайнозойских, развитых в Западно-Сахалинском террейне. Из-

вестны лишь отдельные литолого-фациальные исследования, для некоторых участков даны общие палеогеографические реконструкции [Гладенков и др., 2002; Мельников, Захарова, 1977; Сальников, 1985 и др.]. Однако вещественный состав терригенных пород практически не изучен, существуют только отдельные работы по порообразующим компонентам, минералам тяжелой и глинистой фракции [Захарова, 1973; Курносов, 1971; Маргулис, 1979]. В результате палеотектонические реконструкции делаются на основе самых общих геологических представлений, с учетом данных изучения только магматических образований, что нередко приводит к неоднозначным выводам.

В статье изложены результаты детального изучения вещественного состава песчаных пород кайнозоя Западно-Сахалинского террейна. На основании их генетической интерпретации сделаны выводы о геодинамическом типе и природе бассейнов седиментации, а также о породном составе источников питания.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Западно-Сахалинский террейн является одной из главнейших тектонических структур мезозойско-кайнозойского Сахалинско-Камчатского орогенного пояса. Вследствие приуроченности к восточной окраине Евразийской (Амурской) плиты он имеет ключевое значение для понимания процессов геодинамической эволюции зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту [Геодинамика ..., 2006].

Западно-Сахалинский террейн представляет собой узкий (шириной до 70 км) тектонический блок, протягивающийся в субмеридиональном направлении вдоль побережья Татарского пролива более чем на 650 км. Границами его являются две системы разломов – Западно-Сахалинская на западе и Тымь-Поронайская на востоке (рис. 1). Южным продолжением террейна является расположенный на о. Хоккайдо (Япония) пояс Сорачи-Йезо [Жаров, 2004; Fournier et al., 1994]. Террейн сложен в различной степени дислоцированными и достаточно хорошо датированными меловыми и кайнозойскими отложениями общей мощностью до 17000 м, при этом кайнозойские отложения, как правило, с размывом, но без углового несогласия перекрывают меловые породы [Голозубов и др., 2016]. Кайнозойские отложения террейна, мощность которых достигает 12000 м, представлены преимущественно осадочными породами: алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, углями; при этом на отдельных уровнях разреза заметно влияние синседиментационного вулканизма, выразившегося в накоплении горизонтов туфов, туффитов, а также в

присутствии в терригенных породах примеси пирокластики. Судя по текстурно-структурным особенностям изученных пород: значительному количеству грубообломочных образований, остаткам мелководной морской фауны, обилию растительного детрита, а также, в некоторых свитах, большому количеству пластов углей, накопление отложений происходило в прибрежно-морских и континентальных обстановках. Известно [Геология ..., 2004; Гладенков и др., 2002; Голозубов и др., 2016], что разрезы кайнозойских отложений южной части террейна (примерно от широты г. Углегорска) отличаются по мощности и фациальным обстановкам осадконакопления от разрезов возрастных аналогов в его северной части. Вероятно, это объясняется расположением депоцентров, формировавшихся при значительном объеме и высокой скорости поступления обломочного материала, в южной части кайнозойского седиментационного бассейна. Строение и состав разрезов подробно рассмотрены в работах [Геология ..., 2004; Гладенков и др., 2002; Захарова, 1973 и др.].

Отложения южной части террейна, общая мощностью которых достигает 12000 м, представлены преимущественно прибрежно-морскими терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями, слагающими снежинкинскую (палеоцен–средний эоцен), краснопольевскую (средний эоцен), такарадайскую (верхний эоцен), аракайскую (олигоцен), холмскую (верхний олигоцен), невельскую и верхнедуйскую (нижний миоцен), курасийскую (средний–верхний миоцен) и маруямскую (верхний миоцен–плиоцен) свиты (см. рис. 1). Терригенные отложения этих свит представлены горизонтами и линзами конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. В курасийской свите, помимо них, отмечаются кремнисто-глинистые породы, опоки и диатомиты, а в снежинкинской и верхнедуйской свитах – пласты углей. Влияние синхронных вулканических процессов зафиксировано при накоплении отложений аракайской, невельской и холмской свит, содержащих горизонты туфов, туффитов и теффроидов. В районе г. Чехова вулканогенно-осадочные отложения невельской свиты фациально замещаются вулканическими образованиями чеховской свиты, которые представлены потоками базальтов и горизонтами агломератовых туфов.

Накопление отложений северной части террейна, суммарная мощность которых 6000 м, происходило как в мелководно-морских, так и в континентальных обстановках. Отложения этой части террейна подразделяются на каменскую (палеоцен), нижнедуйскую (эоцен), геннойшинскую (олигоцен), хойнджинскую (олигоцен–нижний миоцен), верхнедуйскую (нижний–средний миоцен), сертунайскую (средний миоцен) и александровскую (верхний миоцен) свиты. Большинство свит

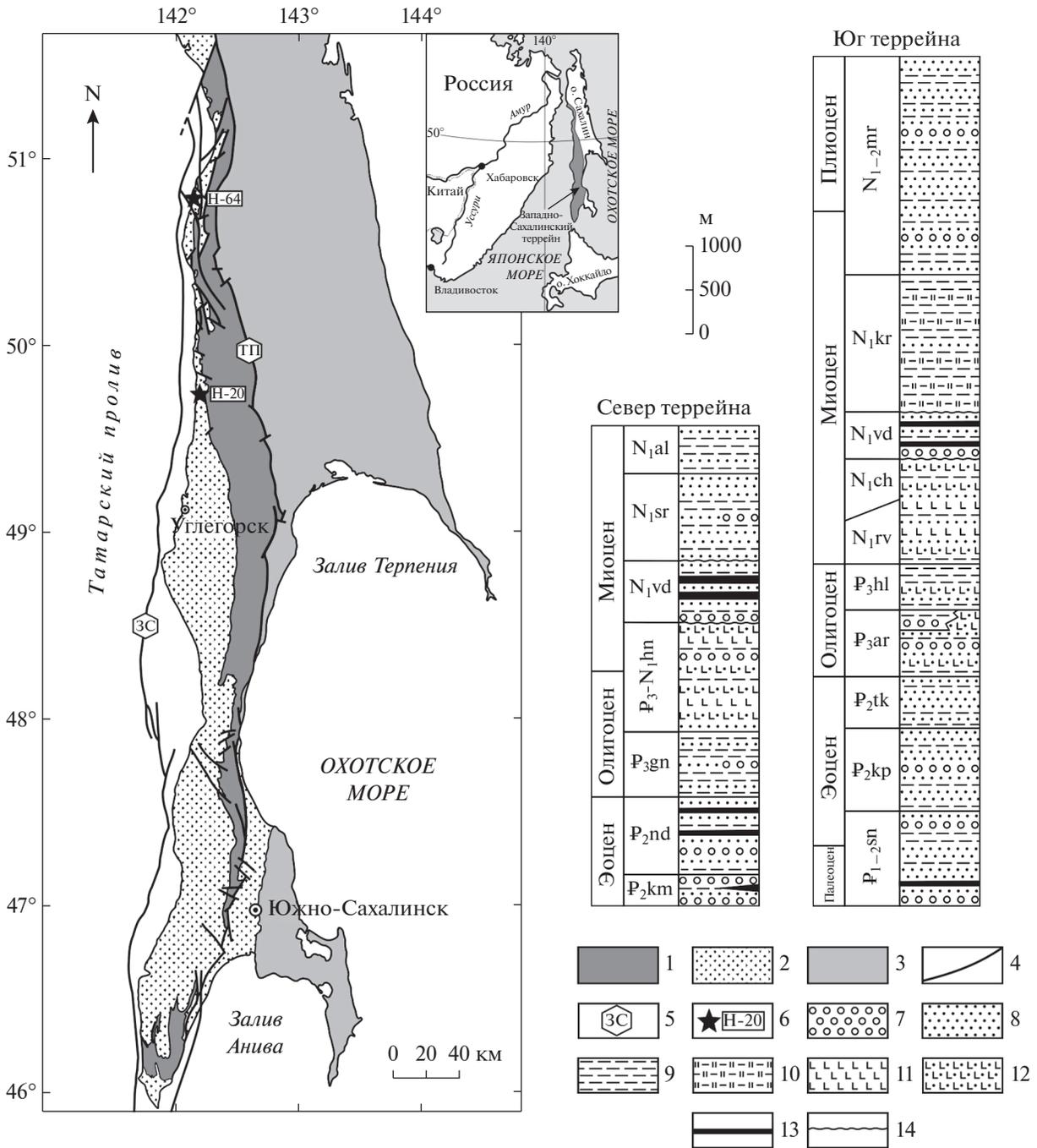


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и стратиграфические колонки кайнозойских отложений южной и северной частей Западно-Сахалинского террейна. Для карты: 1 – меловые терригенные образования; 2 – палеоцен-плиоценовые терригенные и вулканогенные образования; 3 – террейны и перекрывающие комплексы Восточного Сахалина; 4 – разломы; 5 – системы разломов: ЗС – Западно-Сахалинская, ТП – Тымь-Поронайская; 6 – места отбора проб на U–Pb изотопное датирование обломочных цирконов и их номер. Для колонок: 7 – конгломераты и гравелиты; 8 – песчаники; 9 – алевролиты и аргиллиты; 10 – кремнисто-глинистые породы; 11 – базальты; 12 – туфы и туффиты; 13 – угли; 14 – стратиграфические несогласия. Индексы свит: P_{1-2sn} – снежинкинская, P_{2km} – каменская, P_{2nd} – нижнедуйская, P_{2kr} – краснопольевская, P_{2tk} – такарадайская, P_{3ar} – аракайская, P_{3hl} – холмская, P_{3gn} – геннойшинская, $P_{3-}N_{1hn}$ – хойнджинская, N_{1lv} – невелинская, N_{1ch} – чеховская, N_{1vd} – верхнедуйская, N_{1sr} – сертунайская, N_{1kr} – курасийская, N_{1al} – александровская, N_{1-2mg} – маруямская.

сложено терригенными, часто грубообломочными породами: конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками при подчиненной роли глинисто-алевритовых пород. В нижне- и верхнедуйской свитах содержатся многочисленные пласты бурого угля, часто достигающие значительной мощности; хойджинская свита, сложенная потоками базальтов, горизонтами брекчий, туфов и туффитов, формировалась в результате проявления интенсивного вулканизма.

Накопление в течение палеоцена–плиоцена (около 58 млн лет) большой мощности отложений (более 12000 м) свидетельствует о высокой скорости осадконакопления, в среднем превышавшей 200 м/млн лет; при этом ее максимум приходится на вторую половину раннего миоцена – плиоцен, когда она составляла от 300 до 460 м/млн лет [Голозубов и др., 2016].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования были кайнозойские терригенные отложения Западно-Сахалинского террейна. Опробовано более 20 разрезов, расположенных в береговых обнажениях рек, на побережье Татарского пролива, а также в карьерах и вдоль автомобильных дорог. Для детального изучения выбраны песчаники, поскольку они несут наиболее богатую и достоверную информацию о типе и породном составе питающих провинций, а также о геодинамических обстановках формирования бассейнов седиментации. Для аналитических исследований отбирались образцы пород, наименее затронутые вторичными преобразованиями, что контролировалось их изучением в шлифах.

Изучение петрографического состава пород, определение и подсчет содержания и соотношения основных породообразующих компонентов и тяжелых обломочных минералов в песчаниках проведены традиционными, многократно апробированными методами [Малиновский и др., 2005, 2006]. Химический состав тяжелых минералов изучен на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8100. Содержание петрогенных элементов в породах определено методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500 Duo. Концентрации редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) установлены методом плазменной спектроскопии (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500с. Для геохронологического изучения обломочных цирконов были отобраны 2 пробы песчаников: образец Н-20 – в правом борту р. Августовки (49°40'06.9" с.ш. и 142°14'12.0" в.д.) из отложений эоценовой каменной свиты, и образец Н-64 – в береговых обнажениях Татарского пролива у пос. Дуэ (50°49'22.9" с.ш. и 142°05'25.1" в.д.) из миоценовой верхнедуйской свиты (см. рис. 1). Цирконы из пород были извлечены с помощью

бромформа после дробления до 0.25 мм, а окончательный их отбор осуществлялся вручную под биноклем. U–Pb изотопные определения их возрастов выполнены методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7500с, комбинированном с приставкой для лазерной абляции NWR-213. Технические детали применяемой методики описаны в работе [Вовна и др., 2014]. Все исследования выполнены в лабораториях аналитической химии и рентгеновских методов Аналитического центра (ЦКП) ДВГИ ДВО РАН.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Для решения главной задачи исследования – реконструкции палеогеодинамических обстановок формирования кайнозойских отложений Западно-Сахалинского террейна, а также определения типа и состава материнских пород источников питания – был изучен состав породообразующих компонентов в песчаниках, содержание и соотношения в них тяжелых обломочных минералов, микрохимический состав ряда минералов, а также некоторые геохимические особенности пород. Для характеристики этих аспектов вещественного состава и их интерпретации использовались средние значения полученных содержания и параметров, которые были сгруппированы согласно выделенным свитам. Выбор средних значений объясняется тем, что они наиболее достоверно отражают минералого-геохимические особенности пород каждой свиты, а также позволяют максимально объективно реконструировать геодинамические обстановки формирования и источников питания отложений террейна.

Песчаные породы во всех изученных свитах террейна варьируют от мелко- до крупнозернистых, иногда неравномернозернистые; обладают слабой либо средней степенью сортированности обломочного материала, которая с увеличением размерности, как правило, ухудшается. Зерна угловатые и угловато-окатанные, реже окатанные, изометричные и удлиненные. Цемент, занимающий до 40% объема пород, в основном поровый, реже базальный и пленочный, по составу глинистый, карбонатно-глинистый, хлоритово-глинистый. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюда и смешанослойные гидрослюда-сметитовые минералы, реже встречаются смектит и хлорит [Захарова, 1973; Курносов, 1971]. В песчаных породах террейна, особенно в верхней части разреза (курасийская и маруямская свиты), довольно часто встречаются остатки фораминифер и диатомовых водорослей, что в определенной мере влияет на геохимические особенности изученных пород.

По составу породообразующих компонентов все кайнозойские песчаники однотипны и отно-

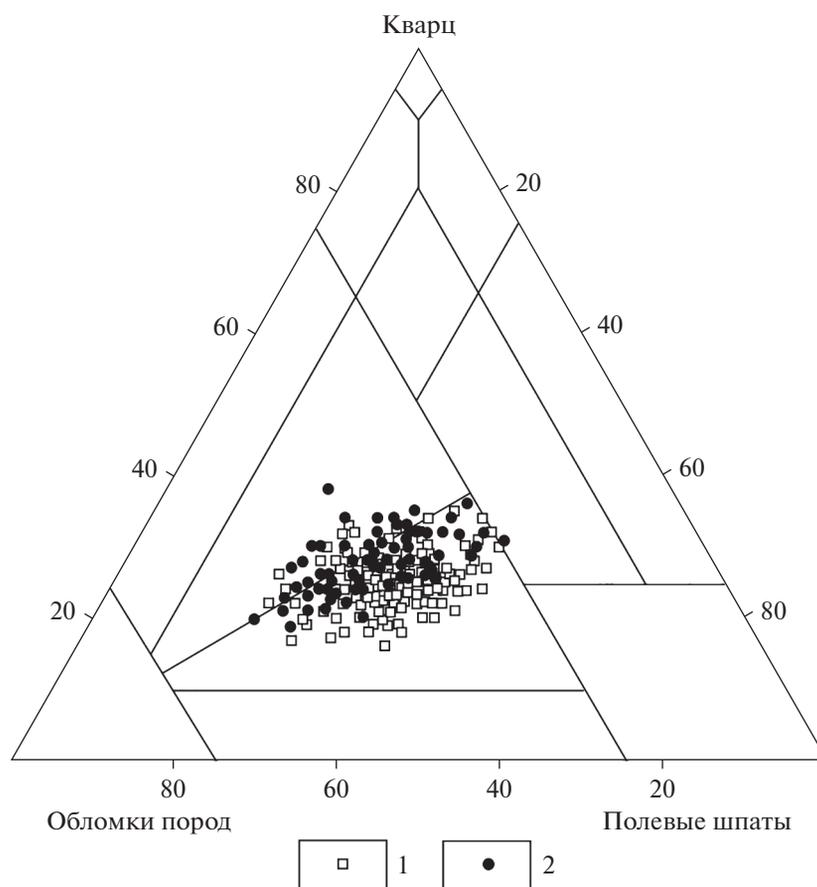


Рис. 2. Классификационная диаграмма типов песчаных пород кайнозоя Западно-Сахалинского террейна (частные значения) [Шутов, 1967].
1 — южная, 2 — северная части террейна.

сятся к полимиктовым. Обломочная составляющая, занимающая от 60 до 85% объема пород, состоит из кварца, полевых шпатов, обломков кварцитов, магматических, терригенных и кремнистых пород. На классификационной диаграмме В.Д. Шутова [1967] (рис. 2) песчаники попадают, главным образом, в область кварц-полевошпатовых и реже — полевошпатово-кварцевых граувакк. Содержание кварца в породах северной части террейна несколько выше (19–38%), чем южной (17–34%). Кварц преимущественно монокристаллический, реже поликристаллический, зерна имеют изометричную или слабо удлиненную форму. Полевых шпатов в песчаниках от 20 до 46%. Это в основном вытянутые, таблитчатые, реже изометричные зерна кислых плагиоклазов — альбита и олигоклаза, составляющих до 80–90% всех полевых шпатов. Основные и средние плагиоклазы, а также калиевые полевые шпаты присутствуют в небольших количествах. Обломки пород составляют 25–60% всех зерен и представлены, в основном, кремнистыми, терригенными и эффузивными породами (каждая из групп составляет 30–60% всех обломков); реже встреча-

ются кислые магматические породы, кварциты и сланцы. Помимо этого, в породах аракайской, холмской и невельской свит часто присутствует примесь пирокластического материала: угловатые зерна плагиоклазов, бесформенные фрагменты эффузивов и вулканического стекла. Таким образом, состав породообразующих компонентов позволяет предполагать, что главными источниками кластического материала были размывавшиеся древние осадочные, гранитно-метаморфические и эффузивные породы. Важным фактором, оказывавшим заметное влияние на седиментацию, были синхронные вулканические процессы, поставлявшие в бассейн значительное количество пирокластики.

Поскольку, как известно, различным геодинамическим обстановкам седиментации свойственны определенные ассоциации тяжелых минералов [Малиновский и др., 2006; Garzanti, Ando, 2007; Markevich et al., 2007; Morton et al., 2011 и др.], в песчаниках всех свит террейна был изучен состав и характер распределения минералов тяжелой фракции. При этом подсчитывались лишь об-

ломочные минералы, а аутигенные исключались для того, чтобы максимально достоверно выявить состав и относительную роль источников питания. На рис. 3 показано соотношение содержания тяжелых минералов в песчаниках изученных свит южной и северной частей террейна. В песчаниках выделяются две ассоциации тяжелых минералов. Первую (сиалическую), резко преобладающую в обеих частях террейна, образуют минералы, происходящие из кислых изверженных и метаморфических пород: циркон, гранат, турмалин, апатит, сфен, рутил, анатаз, ильменит и лейкоксен. Общее количество этих минералов несколько больше в породах северной части (в среднем по свитам от 69 до 87%) по сравнению с южной (от 61 до 84%). Циркон – основной минерал ассоциации, при этом его больше на севере (в среднем по свитам от 45 до 56%, а в некоторых пробах до 70–80%), а на юге содержание заметно уменьшается (25–35%, хотя в некоторых пробах достигает 50–60%). В сиалической ассоциации, помимо циркона, в заметных количествах присутствуют гранат (в северной части в среднем 5–25%, в южной – 3–15%) и турмалин (4–10 и 1–12% соответственно). Вместе с тем, в песчаниках южной части террейна обнаруживаются более высокие содержания апатита (в среднем от 2 до 14%), а также ильменита и связанного с ним лейкоксена (10–23 и 2–8% соответственно), количество которых в отложениях северной части незначительно. Во вторую (фемическую) ассоциацию, которая играет подчиненную роль в песчаниках (в среднем по террейну в ней содержится от 13 до 39% установленных тяжелых минералов), входят минералы, связанные с разрушением основных и ультраосновных магматических пород: орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит, магнетит и эпидот. Основными минералами ассоциации являются хромит и магнетит, при этом если хромит преобладает в северной части террейна (10–30% на севере и 10–22% на юге), то магнетит в – южной (1–12 и 4–14% соответственно). Следует отметить увеличение содержания хромита на палеоцен-эоценовом и раннемиоценовом уровнях разреза и соответствующее уменьшение на этих же временных интервалах магнетита. С хромитом и магнетитом ассоциируют типичные представители островодужной вулканокластиков: роговая обманка, орто- и клинопироксены, содержание которых, впрочем, невелико и только в отдельных пробах превышает 5%.

По химическому составу (табл. 1) кайнозойские песчаники обеих частей Западно-Сахалинского террейна достаточно однородны. Заметным является лишь несколько более высокое содержание SiO_2 в породах северной части (в среднем по свитам от 67.78 до 75.05%) по сравнению с южной (от 67.52 до 70.69%). Кроме того, в породах северной части содержится несколько больше TiO_2

(0.45–0.78 и 0.28–0.63% соответственно) и Al_2O_3 (12.37–15.07 и 8.87–13.88%), но меньше $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (1.99–4.41 и 2.06–4.78%) и MgO (0.60–1.39 и 0.59–1.62%). Из этого ряда выделяются песчаники кураийской свиты, в которых SiO_2 в среднем составляет 75.90%, в отдельных пробах достигая 83.66%, что связано с присутствием в них остатков панцирей диатомовых водорослей; а также карбонатизированные песчаники маруямской свиты (CaO в среднем 12.93%), в которых содержание SiO_2 , напротив, значительно ниже (в среднем 59.53%). Несмотря на существующие различия, большинство исследованных песчаников характеризуется типичным для граувакк преобладанием Na_2O над K_2O , и только в породах маруямской, сертунайской и александровской свит это соотношение часто обратное. На классификационной диаграмме соотношений логарифмов величин $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [Петтиджон и др., 1976] (рис. 4) фигуративные точки составов изученных песчаников достаточно компактно группируются в поле граувакк и лишь незначительная их часть попадает в поле лититовых аренитов.

Использование ряда литохимических модулей (см. табл. 1) и модульных диаграмм, предложенных Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000], позволяет получить более объективные выводы о составе материнских пород областей питания, степени их зрелости и выветрелости, литогенной либо петрогенной природе осадков, а также о палеодинамических обстановках формирования бассейнов седиментации [Дмитриева и др., 2008; Летникова и др., 2011; Малиновский, Голозубов, 2012; Маслов и др., 2013 и др.].

По величине гидролизатного модуля ($\text{GM} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$), используемого для количественной оценки степени химического выветривания пород, т.е. их “зрелости”, все песчаники Западно-Сахалинского террейна близки и характеризуются относительно невысокими его значениями (в среднем по всем свитам от 0.19 до 0.29), что свидетельствует о невысокой степени их зрелости и образовании преимущественно за счет физического разрушения материнских пород областей сноса. На невысокую степень выветривания исходных пород областей размыва также указывают и значения индекса химического изменения ($\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})] \times 100$) [Nesbitt, Young, 1982], колеблющиеся в песчаниках в среднем от 52 до 66, и только в упоминавшихся выше кураийской и маруямской свитах значения этого индекса заметно отличаются (69 и 23 соответственно). По величине фемического модуля ($\text{FM} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$), позволяющего идентифицировать граувакки и аркозы [Юдович, Кетрис, 2000], песчаники террейна соответству-

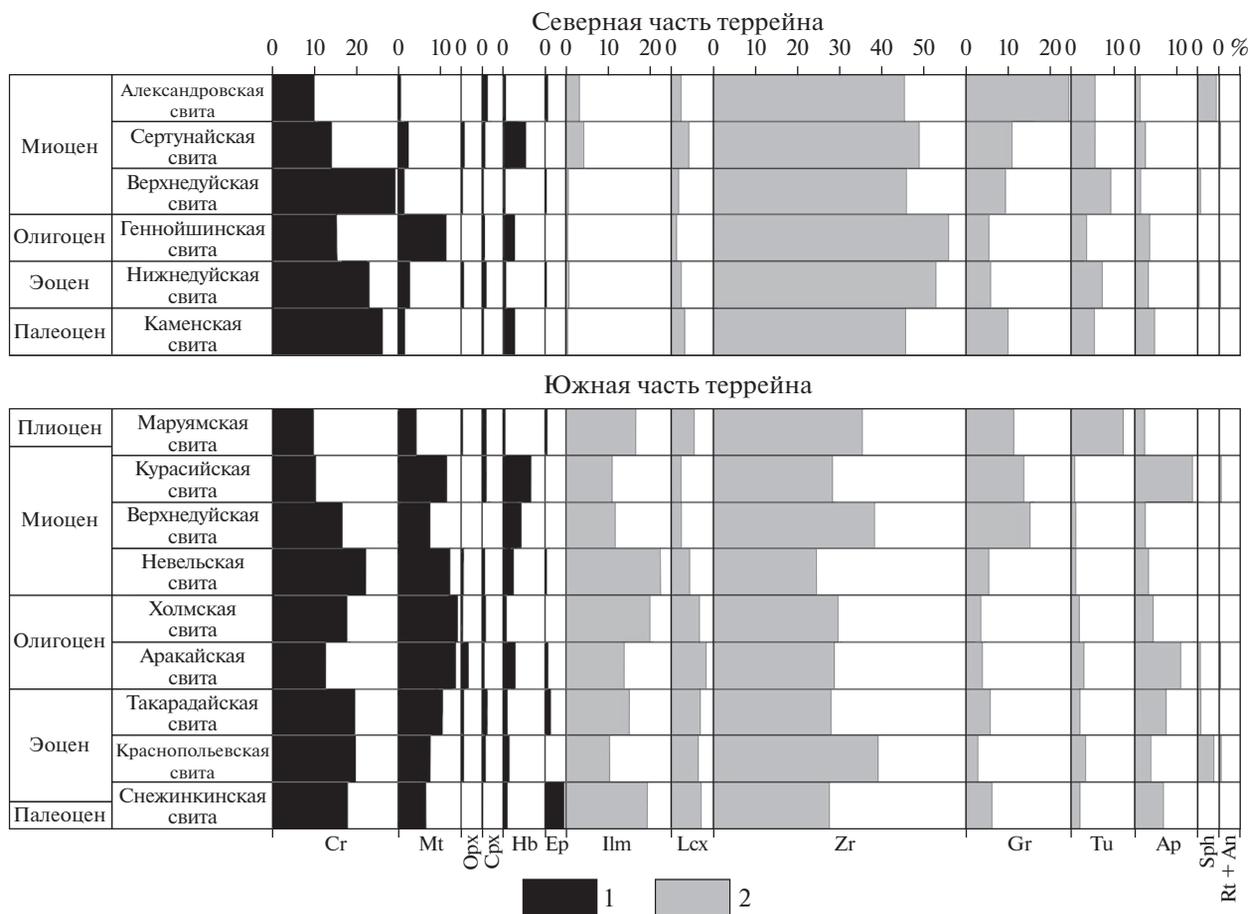


Рис. 3. Среднее содержание и характер распределения тяжелых обломочных минералов в песчаных породах кайнозоя Западно-Сахалинского террейна.

1, 2 – ассоциации минералов: 1 – фемическая, 2 – сиалическая. Минералы: Cr – хромит, Mt – магнетит, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Нб – амфибол, Ер – эпидот, Ilm – ильменит, Lcx – лейкоксен, Zr – циркон, Gr – гранат, Tu – турмалин, Ap – апатит, Sph – сфен, Rt – рутил, An – анатаз.

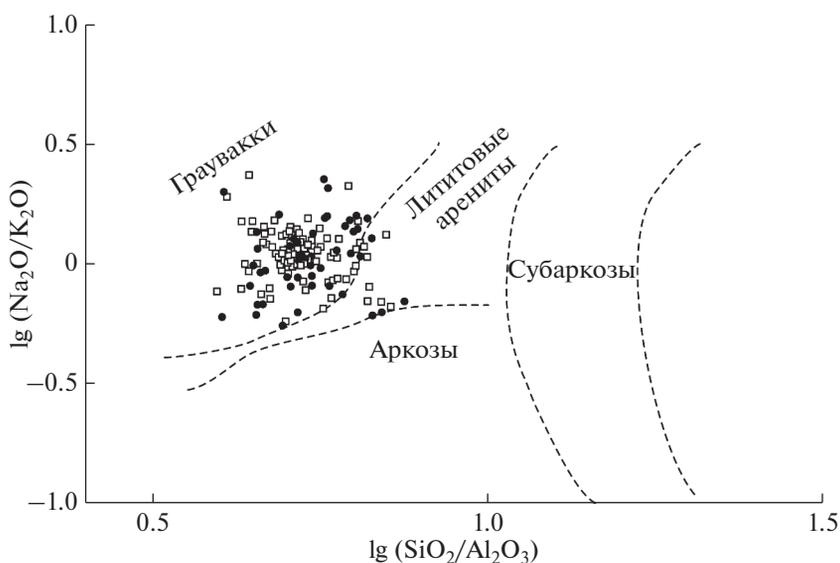


Рис. 4. Классификационная диаграмма $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ [Петтиджон и др., 1976] для песчаных пород кайнозоя Западно-Сахалинского террейна (частные значения).
Условные обозначения см. рис. 2.

Таблица 1. Среднее содержание петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/г) в песчаных породах кайнозой Западно-Сахалинского террейна

Компонент	Южная часть															Северная часть														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	4	4	15	21	16	12	9	3	8	8	6	9	12	9	3	8	8	6	10	10	7	7	14	7	7	14	7	7	7	4
SiO ₂	68.92	69.08	67.52	69.36	70.69	69.38	70.02	75.90	59.53	70.03	72.20	69.86	74.17	75.05	67.78	68.92	69.08	67.52	69.36	70.69	69.38	70.02	75.90	59.53	70.03	72.20	69.86	74.17	75.05	67.78
TiO ₂	0.57	0.60	0.63	0.59	0.54	0.54	0.59	0.45	0.28	0.64	0.62	0.53	0.78	0.45	0.75	0.57	0.60	0.63	0.59	0.54	0.54	0.59	0.45	0.28	0.64	0.62	0.53	0.78	0.45	0.75
Al ₂ O ₃	13.75	13.60	13.88	13.65	12.95	13.46	13.52	11.93	8.87	13.27	13.62	12.90	12.37	12.54	15.07	13.75	13.60	13.88	13.65	12.95	13.46	13.52	11.93	8.87	13.27	13.62	12.90	12.37	12.54	15.07
Fe ₂ O ₃	2.76	1.8	3.06	2.25	1.85	1.86	2.2	1.20	0.97	1.87	1.47	2.27	0.85	0.87	1.71	2.76	1.8	3.06	2.25	1.85	1.86	2.2	1.20	0.97	1.87	1.47	2.27	0.85	0.87	1.71
FeO	1.93	2.23	1.71	1.62	1.04	1.07	1.23	0.86	1.227	2.55	1.27	1.53	1.36	1.12	1.75	1.93	2.23	1.71	1.62	1.04	1.07	1.23	0.86	1.227	2.55	1.27	1.53	1.36	1.12	1.75
MnO	0.05	0.07	0.07	0.06	0.08	0.06	0.04	0.01	0.07	0.06	0.06	0.04	0.04	0.02	0.03	0.05	0.07	0.07	0.06	0.08	0.06	0.04	0.01	0.07	0.06	0.06	0.04	0.04	0.02	0.03
MgO	1.58	1.58	1.62	1.35	1.02	0.91	1.01	0.59	0.45	1.39	0.86	1.16	0.70	0.60	1.08	1.58	1.58	1.62	1.35	1.02	0.91	1.01	0.59	0.45	1.39	0.86	1.16	0.70	0.60	1.08
CaO	1.24	0.97	1.46	1.51	2.50	2.80	2.00	0.51	12.93	1.28	0.74	1.95	1.54	0.82	0.65	1.24	0.97	1.46	1.51	2.50	2.80	2.00	0.51	12.93	1.28	0.74	1.95	1.54	0.82	0.65
Na ₂ O	3.17	2.69	2.77	2.75	2.34	2.68	2.29	1.85	1.72	2.39	1.95	2.44	1.88	2.39	1.93	3.17	2.69	2.77	2.75	2.34	2.68	2.29	1.85	1.72	2.39	1.95	2.44	1.88	2.39	1.93
K ₂ O	2.70	2.35	2.54	2.40	2.07	2.55	2.02	1.28	2.69	2.22	1.89	2.30	1.33	3.12	3.18	2.70	2.35	2.54	2.40	2.07	2.55	2.02	1.28	2.69	2.22	1.89	2.30	1.33	3.12	3.18
P ₂ O ₅	0.12	0.09	0.13	0.11	0.08	0.15	0.07	0.05	0.06	0.14	0.18	0.12	0.08	0.08	0.09	0.12	0.09	0.13	0.11	0.08	0.15	0.07	0.05	0.06	0.14	0.18	0.12	0.08	0.08	0.09
п.п.п.	2.67	3.41	3.18	3.09	3.48	2.77	3.53	4.11	10.29	3.53	4.47	4.03	4.36	2.55	4.57	2.67	3.41	3.18	3.09	3.48	2.77	3.53	4.11	10.29	3.53	4.47	4.03	4.36	2.55	4.57
H ₂ O	0.45	1.17	1.17	1.08	1.12	1.36	1.26	1.10	0.67	0.63	0.65	0.64	0.52	0.52	1.22	0.45	1.17	1.17	1.08	1.12	1.36	1.26	1.10	0.67	0.63	0.65	0.64	0.52	0.52	1.22
Сумма	99.92	99.65	99.74	99.83	99.78	99.59	99.79	99.84	99.75	99.97	99.97	99.78	100.00	100.17	99.81	99.92	99.65	99.74	99.83	99.78	99.59	99.79	99.84	99.75	99.97	99.97	99.78	100.00	100.17	99.81
ГМ	0.28	0.26	0.29	0.26	0.23	0.25	0.25	0.19	0.19	0.26	0.24	0.25	0.21	0.20	0.29	0.28	0.26	0.29	0.26	0.23	0.25	0.25	0.19	0.19	0.26	0.24	0.25	0.21	0.20	0.29
ТМ	0.042	0.044	0.045	0.043	0.042	0.041	0.045	0.038	0.031	0.049	0.045	0.041	0.061	0.036	0.050	0.042	0.044	0.045	0.043	0.042	0.041	0.045	0.038	0.031	0.049	0.045	0.041	0.061	0.036	0.050
ФМ	0.09	0.08	0.10	0.08	0.06	0.06	0.07	0.04	0.05	0.08	0.05	0.07	0.05	0.04	0.07	0.09	0.08	0.10	0.08	0.06	0.06	0.07	0.04	0.05	0.08	0.05	0.07	0.05	0.04	0.07
ЖМ	0.34	0.29	0.34	0.28	0.22	0.21	0.25	0.17	0.25	0.32	0.20	0.29	0.17	0.15	0.22	0.34	0.29	0.34	0.28	0.22	0.21	0.25	0.17	0.25	0.32	0.20	0.29	0.17	0.15	0.22
НКМ	0.38	0.37	0.38	0.38	0.34	0.39	0.32	0.26	0.50	0.35	0.28	0.37	0.26	0.44	0.34	0.38	0.37	0.38	0.38	0.34	0.39	0.32	0.26	0.50	0.35	0.28	0.37	0.26	0.44	0.34
СIA	57.0	60.9	58.2	58.0	54.9	52.3	58.5	69.0	23.3	60.5	64.4	56.2	62.8	58.8	65.9	57.0	60.9	58.2	58.0	54.9	52.3	58.5	69.0	23.3	60.5	64.4	56.2	62.8	58.8	65.9
Be	1.32	1.30	1.25	1.00	0.93	1.00	1.01	0.96	1.16	1.17	0.97	1.17	0.80	1.04	1.76	1.32	1.30	1.25	1.00	0.93	1.00	1.01	0.96	1.16	1.17	0.97	1.17	0.80	1.04	1.76
Rb	74.41	77.52	69.44	62.72	51.55	49.41	58.67	53.28	62.55	57.13	57.17	68.39	39.04	81.53	95.37	74.41	77.52	69.44	62.72	51.55	49.41	58.67	53.28	62.55	57.13	57.17	68.39	39.04	81.53	95.37
Cs	1.95	3.92	3.38	3.03	2.56	2.07	2.71	3.38	0.73	2.05	2.53	2.94	1.74	1.97	3.26	1.95	3.92	3.38	3.03	2.56	2.07	2.71	3.38	0.73	2.05	2.53	2.94	1.74	1.97	3.26
Sr	186.20	176.77	199.11	213.72	242.27	278.78	243.96	107.60	236.45	175.22	147.22	151.60	134.83	198.52	180.80	186.20	176.77	199.11	213.72	242.27	278.78	243.96	107.60	236.45	175.22	147.22	151.60	134.83	198.52	180.80
Ba	494.64	460.80	491.41	462.13	466.18	525.90	487.79	435.35	518.27	433.27	407.94	379.13	333.17	665.76	577.71	494.64	460.80	491.41	462.13	466.18	525.90	487.79	435.35	518.27	433.27	407.94	379.13	333.17	665.76	577.71
Zr	143.20	192.00	145.45	160.70	145.81	169.64	243.17	146.70	172.77	161.74	215.92	162.64	230.35	165.82	294.00	143.20	192.00	145.45	160.70	145.81	169.64	243.17	146.70	172.77	161.74	215.92	162.64	230.35	165.82	294.00
Nb	5.70	6.73	6.57	6.37	5.31	5.62	6.18	4.29	3.79	6.74	7.83	7.69	7.60	6.47	12.68	5.70	6.73	6.57	6.37	5.31	5.62	6.18	4.29	3.79	6.74	7.83	7.69	7.60	6.47	12.68
Y	18.02	13.63	17.21	14.78	14.77	37.06	18.12	8.02	18.28	16.58	15.22	17.63	16.70	13.54	20.95	18.02	13.63	17.21	14.78	14.77	37.06	18.12	8.02	18.28	16.58	15.22	17.63	16.70	13.54	20.95
Sc	12.60	12.77	14.04	13.23	13.06	13.58	12.41	9.10	4.82	13.07	10.50	9.62	10.22	6.98	11.16	12.60	12.77	14.04	13.23	13.06	13.58	12.41	9.10	4.82	13.07	10.50	9.62	10.22	6.98	11.16
V	113.15	94.97	104.16	88.15	87.95	66.83	67.91	55.65	25.21	112.40	81.49	88.21	74.65	49.86	75.61	113.15	94.97	104.16	88.15	87.95	66.83	67.91	55.65	25.21	112.40	81.49	88.21	74.65	49.86	75.61
Cr	86.20	119.67	113.68	85.32	83.43	62.65	107.14	78.95	31.68	98.98	66.42	80.51	174.09	35.71	56.69	86.20	119.67	113.68	85.32	83.43	62.65	107.14	78.95	31.68	98.98	66.42	80.51	174.09	35.71	56.69
Co	16.15	8.35	13.73	8.87	7.63	6.67	7.86	2.54	4.47	13.91	9.79	8.91	9.14	5.42	8.67	16.15	8.35	13.73	8.87	7.63	6.67	7.86	2.54	4.47	13.91	9.79	8.91	9.14	5.42	8.67
Ni	32.08	28.77	41.32	27.88	18.71	14.42	15.00	7.98	23.66	29.88	17.33	21.87	18.90	10.09	20.30	32.08	28.77	41.32	27.88	18.71	14.42	15.00	7.98	23.66	29.88	17.33	21.87	18.90	10.09	20.30

Таблица 1. Окончание

Компонент	Южная часть															Северная часть				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15					
<i>n</i>	4	4	15	21	16	12	9	3	8	6	10	7	14	7	4					
Cu	39.57	35.60	27.62	31.43	29.48	26.12	26.68	29.55	15.18	33.26	23.08	25.29	20.63	19.71	28.85					
Zn	73.96	67.83	85.25	67.38	61.39	59.11	51.78	39.60	33.26	66.70	63.16	67.73	55.81	39.45	81.63					
Ga	14.56	13.70	14.20	12.59	13.03	12.73	12.49	8.09	9.08	15.63	14.72	15.04	13.29	13.41	20.01					
Mo	1.41	0.80	0.94	1.04	2.32	1.45	0.78	5.57	0.97	2.12	1.27	2.14	1.80	0.60	1.41					
Cd	0.14	0.13	0.14	0.16	0.21	0.15	0.19	0.13	0.48	0.21	0.18	0.12	0.16	0.15	0.33					
Sn	2.84	2.26	1.34	1.65	2.25	3.59	2.31	1.06	4.05	1.92	1.48	1.84	1.58	1.12	3.22					
La	22.04	18.13	22.30	17.65	14.58	21.62	16.48	9.13	25.92	20.03	20.56	23.07	19.00	20.82	31.15					
Ce	46.18	37.83	45.92	35.29	30.72	42.90	33.36	18.15	53.73	43.05	42.62	49.22	39.37	42.65	67.20					
Pr	5.43	4.25	5.42	4.26	3.73	5.34	4.10	2.03	6.11	5.02	4.88	5.52	4.68	4.90	7.48					
Nd	21.72	17.43	21.50	17.15	14.91	21.90	16.55	7.78	23.33	19.93	18.45	21.32	17.97	17.37	28.96					
Sm	4.30	3.19	4.33	3.56	3.15	4.79	3.44	1.58	4.67	4.20	3.51	4.25	3.72	3.44	5.60					
Eu	1.03	0.80	1.08	0.89	0.84	1.29	0.96	0.42	1.07	1.04	0.93	1.02	1.02	0.92	1.14					
Gd	4.58	2.97	4.19	3.44	3.11	5.57	3.42	1.43	4.29	3.85	3.31	3.96	3.59	3.11	5.00					
Tb	0.56	0.41	0.58	0.48	0.45	0.86	0.52	0.22	0.62	0.58	0.51	0.61	0.56	0.46	0.76					
Dy	4.08	2.55	3.63	2.96	3.04	5.72	3.42	1.17	3.49	3.14	2.74	3.34	3.22	2.65	4.20					
Ho	0.75	0.49	0.65	0.57	0.58	1.29	0.66	0.27	0.70	0.64	0.61	0.73	0.70	0.59	0.88					
Er	1.83	1.72	1.96	1.75	1.89	3.99	2.04	0.95	1.85	1.90	1.71	1.90	1.96	1.64	2.64					
Tm	0.31	0.23	0.28	0.26	0.27	0.61	0.31	0.15	0.27	0.28	0.27	0.28	0.28	0.23	0.39					
Yb	2.13	1.61	1.95	1.76	1.85	4.12	2.23	0.98	1.63	2.06	1.84	2.15	2.02	1.63	2.74					
Lu	0.34	0.24	0.27	0.27	0.28	0.64	0.33	0.14	0.24	0.30	0.28	0.31	0.32	0.27	0.39					
Hf	3.64	3.98	3.40	3.98	3.61	4.28	5.23	2.69	4.10	4.44	5.67	4.49	6.19	4.35	7.56					
Ta	0.38	0.49	0.51	0.52	0.40	0.41	0.50	0.35	0.23	0.49	0.56	0.57	0.56	0.53	0.93					
W	3.05	1.42	2.01	1.91	1.90	1.98	1.27	1.03	1.08	3.21	3.14	3.44	2.65	1.42	2.80					
Pb	23.76	13.23	17.24	15.91	14.23	18.35	14.25	8.40	15.13	16.13	17.62	21.69	13.57	18.75	27.24					
Th	7.37	5.48	6.26	6.41	5.90	6.52	5.68	3.40	5.27	7.47	7.35	9.38	6.48	6.91	14.69					
U	1.90	1.68	1.89	1.71	1.94	1.55	1.45	2.88	1.38	1.99	1.95	2.39	2.06	1.74	3.77					
Eu/Eu*	0.69	0.77	0.76	0.76	0.80	0.75	0.83	0.82	0.71	0.77	0.81	0.74	0.83	0.83	0.64					
[La/Yb] _n	10.33	11.26	11.44	10.04	7.88	5.25	7.38	9.34	15.86	9.71	11.20	10.74	9.39	12.76	11.37					

Примечание. *n* – количество анализов. Свиты: 1–9 – южная часть террейна; 1 – снежинкинская, 2 – краснополевская, 3 – такардайская, 4 – аракайская, 5 – холмская, 6 – невельская, 7 – верхнеудуйская, 8 – курасийская, 9 – маруямская, 10–15 – северная часть террейна; 10 – каменная, 11 – нижеудуйская, 12 – генойшинская, 13 – верхнеудуйская, 14 – сертунайская, 15 – александровская.

ют, главным образом, грауваккам (0.05–0.10), и только породы курасийской и сертунайской свит занимают промежуточное положение между граувакками и аркозами (0.04). Объяснить относительно невысокие значения титанового модуля ($TM = TiO_2/Al_2O_3$) в песчаниках обеих частей террейна (0.031–0.045 – в южной, 0.036–0.050 – в северной и лишь в верхнедуйской свите 0.061), можно присутствием в них как продуктов разрушения островодужных вулканитов низкотитанистых (но высокоглиноземистых) серий, так и кислых изверженных пород с низкими значениями ТМ [Малиновский, 2010; Юдович, Кетрис, 2000]. Модуль нормированной щелочности ($NKM = Na_2O + K_2O/Al_2O_3$) позволяет распознавать примесь вулканического материала. Его значения, как правило, выше в аркозах, за счет большого количества полевых шпатов, в том числе калиевых, и ниже в граувакках из-за обилия глинисто-алевритового матрикса и обломков основных эффузивов. В изученных песчаниках значения НКМ относительно невысоки (от 0.26 до 0.44), что характерно для граувакк, и только в породах маруямской свиты он достигает 0.50. Железный модуль ($JM = (Fe_2O_3 + FeO + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$) – еще один показатель, помогающий установить состав материнских пород областей питания [Юдович, Кетрис, 2000]. Относительно невысокие значения этого модуля в песчаниках террейна (0.15–0.34) свидетельствуют о влиянии на их формирование продуктов размыва как основных вулканитов, так и кислых изверженных пород.

На модульных диаграммах ГМ-НКМ, ГМ-ТМ, ФМ-ТМ и ФМ-ЖМ [Юдович, Кетрис, 2000] (рис. 5) практически не наблюдается каких-либо значимых различий в положении фигуративных точек песчаных пород северной и южной частей террейна. Заметно выделяются, как отмечалось выше, отложения курасийской, маруямской и сертунайской свит, которые характеризуются пониженными значениями большинства модулей. Наблюдающаяся положительная корреляция между модулями ГМ–ТМ, ФМ–ТМ и ФМ–ЖМ свидетельствует о принадлежности изученных пород к петрогенным, т.е. прошедшим один цикл седиментации.

По содержанию и закономерностям распределения редких элементов и РЗЭ кайнозойские песчаники южной и северной частей Западно-Сахалинского террейна достаточно однотипны (см. табл. 1). Суммарные концентрации РЗЭ в них относительно невелики: на юге, в среднем по свитам, от 79 до 127 г/т, а на севере – от 98 до 158 г/т. Вновь выделяется курасийская свита юга террейна, в которой содержания всех РЗЭ элементов резко понижены (в сумме 44 г/т). Спектры распределения РЗЭ, нормализованные к составу хондрита [Boynnton, 1985] (рис. 6а, б), во всех сви-

тах однотипны и характеризуются умеренно фракционированными трендами распределения, со сравнительно невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым ($La_N/Yb_N = 5.25–11.44$) в южной части террейна и несколько повышенным ($La_N/Yb_N = 9.39–12.76$) – в северной. Наиболее высокие значения этого отношения устанавливаются в породах маруямской свиты юга террейна ($La_N/Yb_N = 15.86$). Помимо этого, спектры распределения РЗЭ характеризуются довольно отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.69–0.83$ на юге, и 0.64–0.83 на севере). По сравнению с постархейским средним глинистым сланцем (РААС), принятым за средний состав верхней континентальной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], породы незначительно обеднены как легкими, так и тяжелыми элементами (в 1.1–3.0 раза), и только в песчаниках курасийской свиты их содержания значительно ниже, а в невельской – тяжелые лантаноиды находятся в несколько превышающих концентрациях.

Вариации содержания и закономерности распределения редких элементов в песчаных породах террейна показаны в табл. 1 и на спайдер-диаграммах (см. рис. 6в, г). Относительно РААС [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] в них понижено содержание большинства элементов (наиболее резко Rb, Cs, Nb, Y, Sc, V, Co, Th – в некоторых свитах до 3–9 раз, а Sc в маруямской свите – более чем в 20 раз); и лишь небольшой ряд элементов характеризуется близкими к РААС или незначительно повышенными содержаниями (Sr, Zr, Y, Cr, Zn, Hf, Pb, Th и U – не более чем в 1.5 раза).

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Палеогеодинамическая интерпретация полученных минералого-геохимических данных была выполнена при помощи серии широко известных дискриминантных диаграмм, в основу построения которых положен актуалистический подход, т.е. сравнение результатов изучения древних терригенных пород и современных осадков, формирование которых происходило в известных геодинамических обстановках [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986; Dickinson, Suczek, 1979; Floyd, Leve-ridge, 1987; Markevich et al., 2007; Maynard et al., 1982; Morton et al., 2011; Nechaev, Isphording, 1993; Roser, Korsch, 1986 и др.]. При построении диаграмм их авторами использованы соотношения порообразующих компонентов и тяжелых обломочных минералов в песчаниках, величины содержания ряда индикаторных оксидов, редких и РЗЭ элементов и их отношений, которые наиболее полно отражают состав материнских пород источников питания, а также особенности накопления осадков в различных тектонических обстановках.

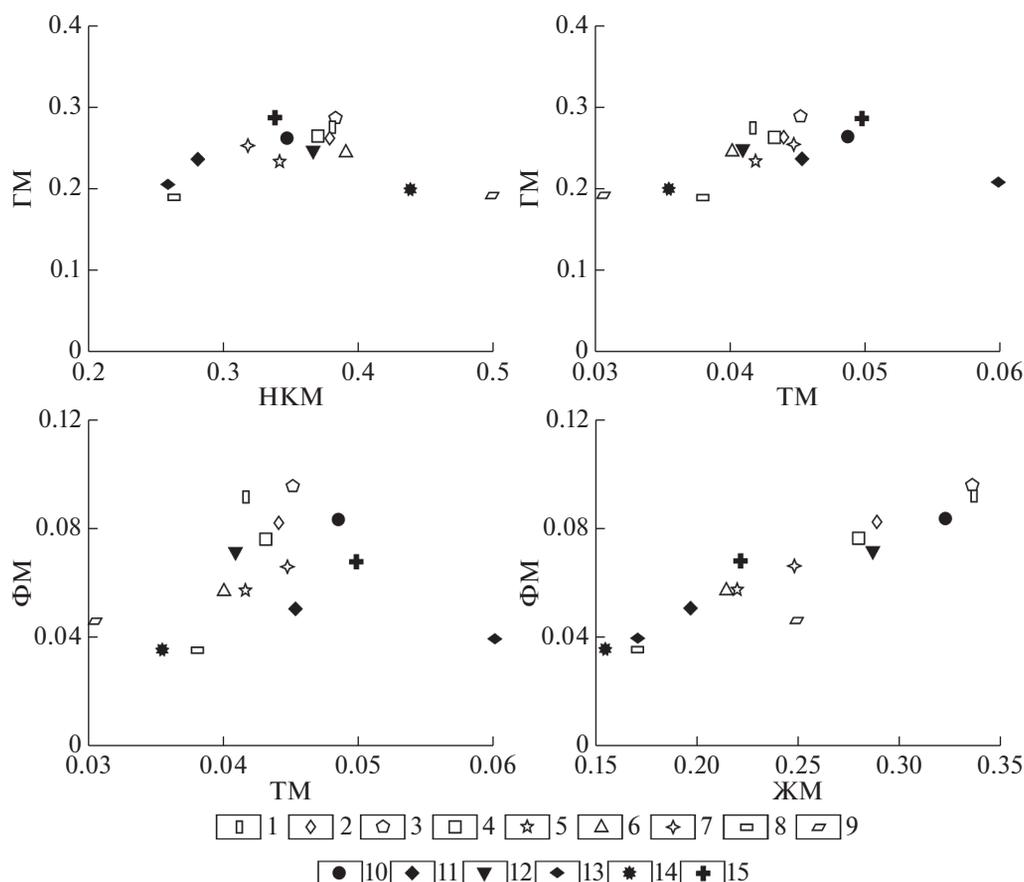


Рис. 5. Модульные диаграммы для песчаных пород кайнозоя Западно-Сахалинского террейна (здесь и далее – средние значения по свитам) [Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000].

1–15 – свиты: 1–9 – южная часть террейна (1 – снежинкинская, 2 – краснопольевская, 3 – такарадайская, 4 – аракайская, 5 – холмская, 6 – невелинская, 7 – верхнедуйская, 8 – курасийская, 9 – маруямская), 10–15 – северная часть террейна (10 – каменская, 11 – нижнедуйская, 12 – геннойшинская, 13 – верхнедуйская, 14 – сертунайская, 15 – александровская).

Геодинамический тип и совокупность материнских пород областей питания являются главными факторами, определяющими минеральный состав, содержание и распределение петрогенных, редких и редкоземельных элементов в терригенных породах, накапливающихся в бассейнах седиментации. Такая закономерность позволяет решить обратную задачу: реконструировать состав и тип палеоисточников сноса.

Полученные результаты изучения вещественного состава кайнозойских песчаных пород Западно-Сахалинского террейна свидетельствуют о том, что по своим минералого-геохимическим параметрам они являются преимущественно петрогенными граувакками, характеризуются невысокой степенью зрелости обломочного материала, а их формирование происходило за счет практически не претерпевших химических преобразований материнских пород областей сноса.

Для реконструкции геодинамических типов источников питания по составу породообразующих компонентов песчаников использовалась диаграм-

ма В. Диккинсона и К. Сучека [1979] (рис. 7а), разработанная по результатам изучения древних песчаников в складчатых областях обрамления Тихого океана. На этой диаграмме кайнозойские песчаники Западно-Сахалинского террейна попадают в поля как переходных, частично разрушенных (IIIb), так и расчлененных, глубоко эродированных окраинно-континентальных магматических дуг (IIIa), в которых эрозия достигла полнокристаллических батолитов, подстилающих вулканы. Вероятно, песчаники формировались за счет разрушения как собственно вулканических образований дуги, так и ее гранитно-метаморфического фундамента. Кроме того, источником сиалической кластики могла быть и зрелая окраина Азиатского континента, также сложенная кислыми изверженными и метаморфическими породами [Геодинамика ..., 2006; Голозубов, 2006]. Общее смещение точек состава пород исключительно в области островодужных источников можно объяснить значительной примесью синседиментационной пирокластики.

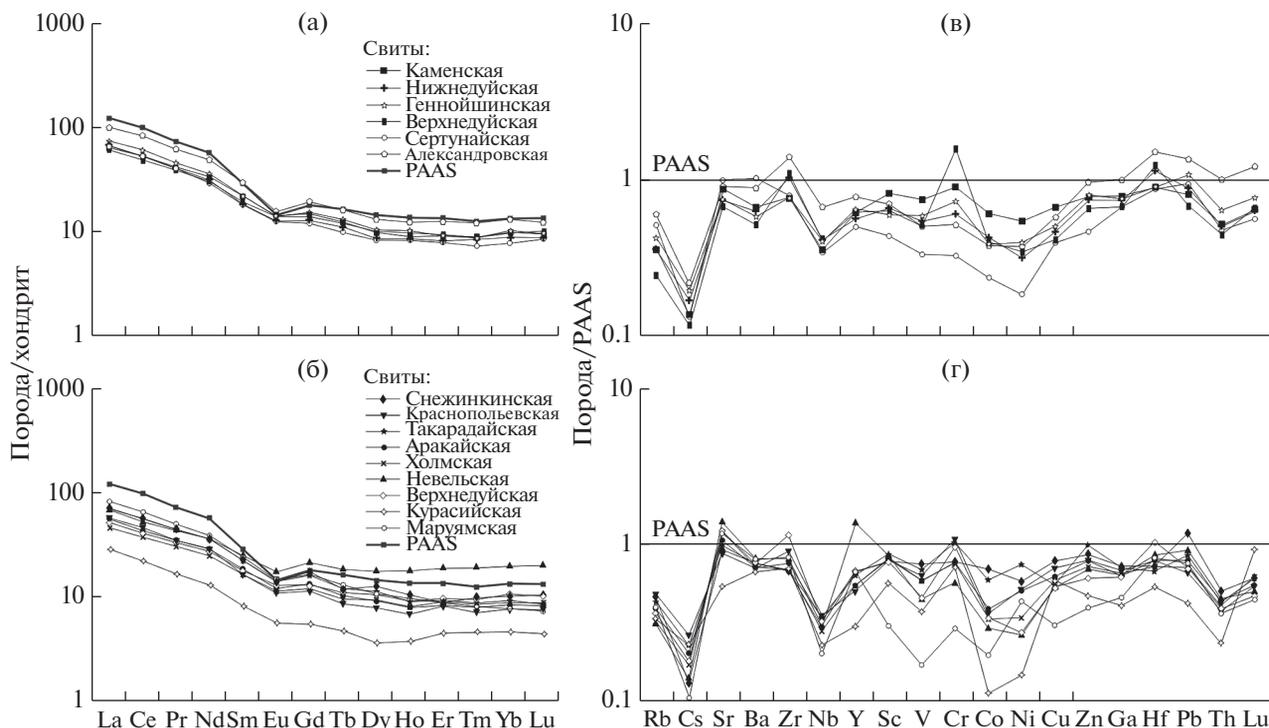


Рис. 6. Нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] спектры распределения РЗЭ (а, б) и нормированные по PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] содержания редких элементов (в, г) в песчаных породах кайнозоя Западно-Сахалинского террейна. а, в – северная, б, г – южная части террейна.

Минеральный состав тяжелой фракции песчаников, содержание отдельных минералов и характер соотношений между ними позволяют судить о типах и породном составе питающих провинций [Деркачев, 1996; Малиновский и др., 2006; Garzanti, Ando, 2007; Markevich et al., 2007; Morton et al., 2011; Nechaev, Isphording, 1993 и др.]. Анализ соотношения ассоциаций тяжелых минералов в изученных песчаниках, представленных на диаграммах MF–MT–GM и Орх–Нб–Срх [Nechaev, 1991; Nechaev, Isphording, 1993] (см. рис. 7б, в), показывает, что они формировались под влиянием двух главных источников кластики. Фемическая ассоциация связана с размывавшимися вулканитами энсиалической (окраинно-континентальной) магматической дуги (примером такой дуги являются Японские острова), а источником сиалической ассоциации были гранитно-метаморфические породы фундамента этой дуги и (или) зрелой континентальной окраины.

Геологическую природу и породный состав магматических источников питания позволяют определить также микрохимические особенности некоторых тяжелых обломочных минералов (клинопироксенов, амфиболов, хромитов, гранатов). Результаты изучения их состава приведены в табл. 2. Клинопироксены из песчаников террейна по составу соответствуют диопсиду и авгиту. На дискриминантной диаграмме F_1-F_2 [Nisbet, Pearce, 1977]

(рис. 8а) большинство минералов соответствует клинопироксенам базальтов островных вулканических дуг и, частично, базальтов океанического дна, которые, вероятно, входили в состав основания этих дуг. Следует отметить близость их состава клинопироксенам из песчаников и базальтов Кемского террейна Сихотэ-Алиня – фрагмента задугового бассейна энсиалической Монероно-Самаргинской островной дуги [Малиновский и др., 2005]. На островодужный источник обломочного материала указывает также состав амфиболов, которые на диаграмме $10Ti-Al-Fe$ [Nechaev, 1991] (см. рис. 8б), благодаря низким суммарным содержаниям хрома и титана, преимущественно соответствуют амфиболом из вулканических пород островных дуг, а некоторая часть – происходила из метаморфических и интрузивных пород их основания. На присутствие в составе питающей провинции ультраосновных и основных интрузивных и вулканических пород указывает и заметное количество хромитов в тяжелой фракции. Хромиты по содержанию титана разделяются на два типа [Щека, Вржосек, 1983] (см. рис. 8в): низкотитанистые (с содержанием $TiO_2 < 1.5\%$), источником которых, вероятно, были магматические породы офиолитов; и высокотитанистые ($TiO_2 > 1.5\%$), происходящие, вероятно, из щелочных внутриплитных базальтов. Почти все изученные гранаты относятся к группе альмандина ($Al_2O_3 -$

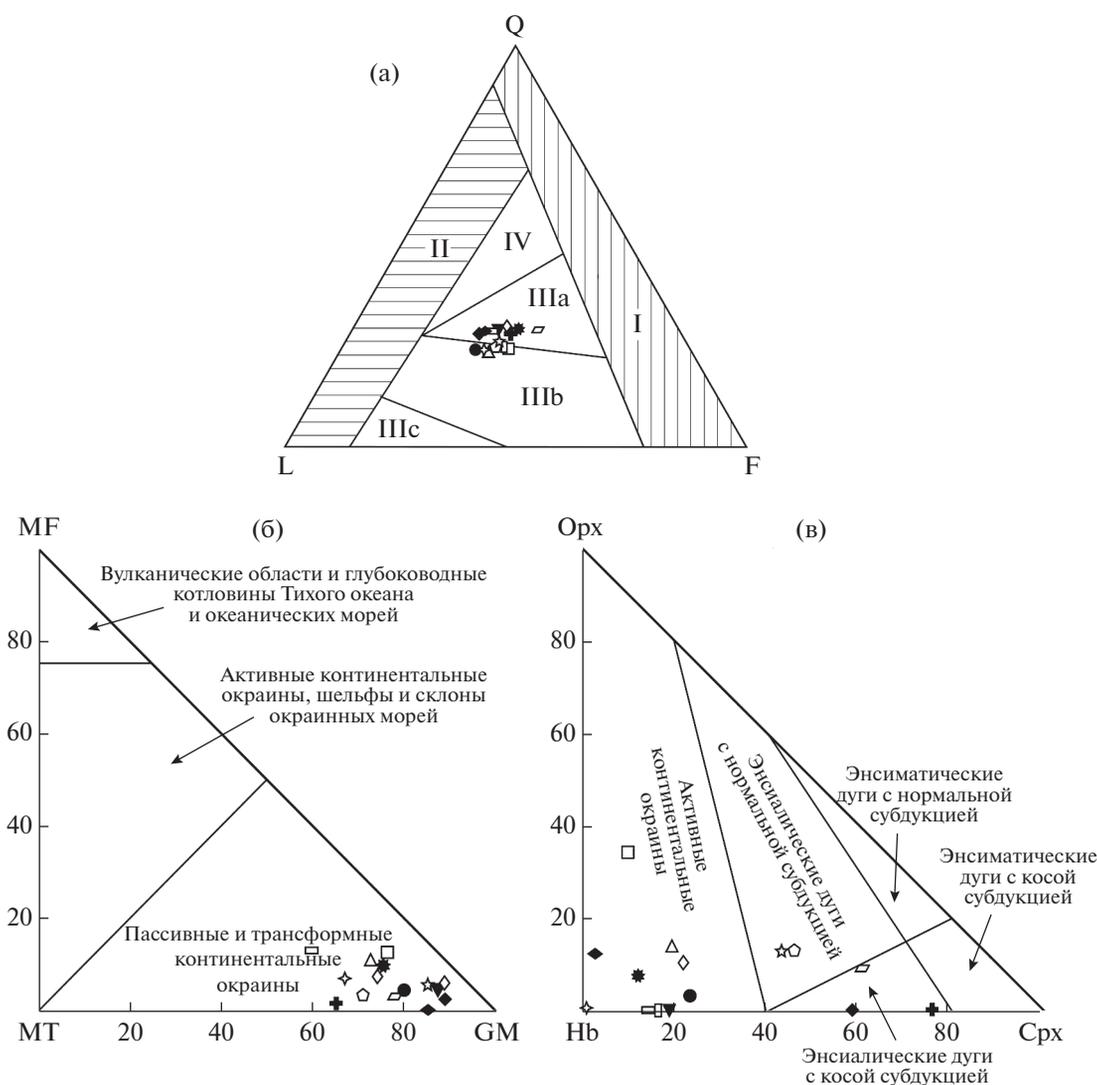


Рис. 7. Возможные типы источников питания для песчаных пород Западно-Сахалинского террейна. а – по породообразующим компонентам [Dickinson, Suczek, 1979]. Q – кварц, L – обломки пород, F – полевые шпаты. Типы источников питания: I – устойчивые кратоны и поднятые блоки основания, II – ремобилизованные орогены, III – магматические дуги (IIIa – расчлененные, глубоко эродированные, IIIb – переходные, IIIc – нерасчлененные, слабо эродированные), IV – смешанные источники питания. б, в – по тяжелым обломочным минералам [Nechaev, 1991; Nechaev, Isphording, 1993]: б – MF–MT–GM, в – Орх–Нб–Срх. Суммы содержаний: MF – оливина, пироксенов, зеленой роговой обманки; MT – эпидота, граната, сине-зеленых амфиболов; GM – циркона, турмалина, ставролита, дистена, силлиманита и андалузита. Орх – ортопироксен, Нб – амфибол, Срх – клинопироксен. Условные обозначения см. рис. 5.

19.27–23.77%, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ – 16.88–36.05%) и лишь иногда содержат гроссуляровую или спесартиновую составляющую. По составу гранаты соответствуют, главным образом, гранатам из гранитоидов, метаморфических пород низких давлений и амфиболитов [Тераока, 2003] (см. рис. 8г). Вероятными источниками гранатов были зрелая континентальная земная кора и (или) основание окраинно-континентальной магматической дуги, в строении которых участвовали гранитоиды и метаморфические породы.

Интерпретация полученных геохимических данных, основанная на тех же принципах, что и

интерпретация состава породообразующих компонентов, позволяет получить дополнительную информацию о типе и составе источников сноса. Песчаники кайнозоя Западно-Сахалинского террейна, как было установлено выше, характеризуются умеренными значениями параметров ФМ (0.05–0.10), ЖМ (0.15–0.34), НКМ (0.26–0.44) и ТМ (0.031–0.050), что позволяет предполагать участие в строении области питания как основных и средних вулканических, так и кислых изверженных пород. Полученные выводы хорошо согласуются с положением фигуративных точек состава песчаников на диаграмме F1–F2 [Roser,

Таблица 2. Химический состав тяжелых обломочных минералов из песчаных пород кайнозоя Западно-Сахалинского террейна (мас. %)

Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Клинопироксены											
С-22	51.09	0.41	3.00	0.66	5.18	—	16.96	21.15	0.16	—	98.61
С-31	52.47	0.47	5.81	0.23	5.41	0.08	14.35	22.04	0.78	0.01	101.65
С-33	50.07	0.25	6.19	0.32	7.07	0.25	14.66	23.26	0.15	—	102.22
С-2	53.23	0.40	1.31	—	9.48	—	15.27	20.55	—	—	100.24
С-42	51.40	0.27	2.07	—	9.28	0.44	17.03	17.99	—	—	98.48
С-3	49.76	0.74	1.90	—	10.18	0.33	15.59	20.65	—	—	99.15
С-3	51.43	0.46	1.67	—	9.39	0.67	15.22	19.42	—	—	98.26
Г-31	51.06	0.78	5.24	—	7.13	—	15.50	22.89	—	—	102.60
Г-32	52.20	0.43	3.15	—	6.01	—	17.46	19.76	—	—	99.52
С-7/1	50.79	—	2.92	—	6.90	—	15.92	21.15	—	—	97.68
С-7/1	51.56	0.37	3.53	0.65	5.36	—	18.21	21.67	—	—	101.35
С-7/4	51.14	0.42	3.19	0.45	6.90	—	15.61	21.38	—	—	99.09
С-7/4	52.13	0.31	2.54	0.59	6.14	—	15.78	20.85	—	—	98.34
С-7/5	50.63	0.64	2.83	—	7.77	—	16.38	20.72	—	—	98.97
С-7/5	50.50	0.61	2.57	—	8.24	—	15.68	21.00	—	—	98.60
Г-8	52.54	0.32	2.53	0.54	6.77	—	17.21	19.61	—	—	99.52
Г-8	52.45	0.33	2.39	0.47	5.11	—	17.20	21.88	—	—	99.83
Г-19	49.24	0.92	2.73	—	9.11	0.47	15.23	21.71	0.40	—	99.81
Г-19	49.79	0.45	1.35	—	11.28	0.90	15.40	19.13	0.48	—	98.78
Г-26	51.26	0.73	2.45	—	9.06	—	15.39	19.94	—	—	98.83
Г-26	50.94	0.68	1.82	—	9.73	—	15.30	19.86	—	—	98.33
Г-27	51.14	0.79	2.19	—	10.18	—	15.22	19.60	0.52	—	99.64
Г-27	51.35	0.65	2.72	—	8.59	0.30	16.01	20.16	—	—	99.78
Г-28	50.25	0.57	5.11	—	6.41	—	16.26	20.97	0.45	—	100.02
Г-28	52.12	0.74	1.69	—	9.24	0.39	16.02	19.57	0.53	—	100.30
Г-34	52.85	—	3.89	—	6.48	0.59	15.88	18.21	—	—	97.90
Г-11	52.47	0.30	1.58	—	7.67	—	15.23	21.71	—	—	98.96
Г-13	50.75	0.30	4.02	—	7.19	0.19	15.67	22.18	0.12	0.01	100.43
Г-16	54.00	0.36	3.30	0.36	4.80	0.13	17.21	21.38	0.15	—	101.69
Н-20	52.32	0.39	1.84	—	8.56	0.27	16.45	18.04	—	—	97.87
Н-20	51.78	0.35	2.85	—	8.49	0.30	15.09	18.25	—	—	97.11
Н-110	51.07	0.48	4.12	—	9.12	—	15.25	18.49	—	—	98.53
Н-115	45.35	0.59	4.43	—	5.93	—	14.06	19.10	—	—	97.89
Н-42	51.13	—	3.38	—	7.32	—	17.88	18.64	—	—	98.35
Н-63	53.84	0.26	2.36	0.22	4.42	0.14	17.07	23.21	0.12	—	101.64
Н-68	50.95	0.52	2.64	—	8.93	0.34	16.33	18.67	—	—	98.38
Н-71	51.96	0.29	3.20	0.21	6.53	0.28	16.16	22.48	0.11	0.01	101.23
Амфиболы											
Г-35	40.64	2.45	12.00	0.02	19.19	0.24	9.30	11.75	2.15	2.40	100.14
Г-42	39.65	2.70	12.35	0.01	19.14	0.52	9.35	11.79	2.05	2.33	99.89
С-7/4	47.27	1.41	6.88	—	17.43	1.09	12.91	9.90	1.96	0.61	99.46
С-7/5	45.69	2.87	10.13	—	13.50	0.30	12.65	10.46	2.28	0.47	98.35
С-7/5	47.43	1.09	8.40	—	16.46	0.63	12.22	10.19	1.49	0.34	98.25

Таблица 2. Продолжение

Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
С-13	44.05	2.04	11.66	—	12.20	0.62	14.95	10.87	1.88	—	98.27
С-13/1	42.41	3.26	13.47	—	14.51	0.47	12.95	10.32	2.06	0.37	99.82
С-13/1	46.27	2.03	11.77	—	11.75	—	15.04	10.9	1.82	0.20	99.78
С-15	46.84	1.64	7.20	—	17.25	0.35	12.20	10.73	1.57	0.51	98.29
С-15	46.95	1.48	7.29	—	14.39	0.84	15.29	10.14	1.77	0.21	98.36
С-15/1	44.36	1.32	14.39	—	8.97	—	16.80	11.37	2.54	0.54	100.29
Г-1	43.20	2.08	12.71	—	12.37	—	13.89	11.37	2.19	0.68	98.49
Г-1	46.27	2.81	10.68	—	12.95	0.35	13.00	10.66	1.79	0.40	98.91
Г-8	45.81	2.52	10.32	—	11.81	0.32	14.68	10.83	2.19	0.49	98.97
Г-10	45.14	2.54	10.67	—	11.08	0.35	14.83	11.29	2.33	0.51	98.74
Г-10	47.24	1.14	8.57	—	13.75	0.53	15.76	10.55	1.34	0.35	99.23
Г-10	45.27	2.09	11.56	—	13.97	—	12.74	10.30	2.09	0.55	98.57
С-10	43.87	0.74	15.61	—	13.36	—	13.44	10.68	1.67	0.33	99.70
С-51	44.20	2.13	12.82	—	11.55	0.76	14.84	10.30	2.03	0.36	98.99
С-51	48.17	2.16	8.36	—	11.63	0.34	16.74	11.02	2.21	0.35	100.98
Г-19	40.51	2.58	12.17	—	16.85	0.39	12.17	10.90	2.11	0.37	98.05
Г-19	43.98	2.86	10.33	—	15.81	0.42	12.72	10.37	2.60	0.48	99.57
Г-19	41.09	2.50	11.89	—	16.14	—	13.15	10.89	2.29	0.41	98.36
Г-23	44.19	1.48	11.15	—	12.24	—	13.82	11.71	1.69	0.93	97.21
Хромиты											
С-25	—	0.28	31.71	34.46	16.20	—	17.55	—	—	—	100.20
Г-31	—	0.66	12.12	45.02	29.53	0.57	9.29	—	—	—	97.19
Г-31	—	—	21.63	46.49	13.60	—	16.84	—	—	—	98.56
С-8	—	5.69	10.51	38.39	34.12	—	10.30	—	—	—	99.01
Г-22	—	—	11.29	59.95	19.73	—	10.49	—	—	—	101.46
Г-29	—	—	7.05	60.53	24.70	0.90	8.24	—	—	—	101.42
Н-20	—	—	4.97	56.58	34.12	0.71	5.94	—	—	—	102.32
Н-20	—	—	27.33	36.17	20.54	—	15.22	—	—	—	99.25
Н-23	—	0.45	28.38	32.62	23.23	—	14.63	—	—	—	99.30
Н-23	—	1.70	17.63	41.88	27.28	—	13.57	—	—	—	102.06
Н-25	—	—	18.43	45.54	28.52	0.56	8.51	—	0.39	—	101.95
Н-7	—	2.11	17.16	33.99	38.49	1.03	5.68	—	—	—	98.46
Н-7	—	0.31	29.59	36.58	20.93	0.51	16.48	—	—	—	104.41
Н-7	—	0.41	27.46	33.69	23.43	—	13.29	—	—	—	98.29
Н-9	—	0.40	28.65	34.14	22.28	—	13.91	—	—	—	99.39
Н-9	—	—	34.01	29.96	19.97	—	14.39	—	—	—	98.33
Н-13	—	0.90	12.78	46.20	31.67	0.73	9.31	—	—	—	101.59
Н-13	—	0.34	31.21	30.63	23.09	—	14.33	—	—	—	99.61
Н-110	—	—	19.20	39.70	24.86	—	14.66	—	—	—	98.42
Н-110	—	0.32	23.91	43.24	14.46	—	16.89	—	—	—	98.83
Н-112	—	1.35	20.51	34.48	31.46	0.56	11.65	—	—	—	100.02
Н-112	—	—	22.59	38.88	25.69	0.51	10.53	—	—	—	98.20
Н-112	—	0.42	16.53	45.22	26.23	0.50	9.55	—	—	—	98.44
Н-114	—	1.40	14.05	48.26	23.38	—	12.81	—	—	—	99.89
Н-114	—	0.31	11.12	46.26	30.91	0.62	9.62	—	—	—	98.84

Таблица 2. Продолжение

Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
H-115	—	0.36	8.96	49.07	31.10	0.72	9.35	—	—	—	99.56
H-115	—	0.69	18.24	44.24	19.18	0.53	15.89	—	—	—	98.08
H-115	—	0.32	17.94	42.46	20.30	0.59	16.52	—	—	—	98.13
H-16	—	0.50	31.86	30.53	23.31	0.57	15.45	—	—	—	102.22
H-16	—	0.16	23.72	43.35	17.33	0.54	15.92	—	—	—	101.03
H-43	—	0.36	27.59	36.83	20.56	—	15.25	—	—	—	100.59
H-43	—	0.59	20.60	40.48	26.69	—	12.55	—	—	—	100.90
H-45	—	—	15.17	50.46	27.42	0.66	8.30	—	—	—	102.01
H-45	—	0.34	14.55	44.43	31.05	0.66	8.01	—	—	—	99.05
H-45	—	0.30	18.20	41.11	25.70	—	12.97	—	—	—	98.28
H-53	—	3.00	11.16	45.18	25.94	0.61	13.06	—	—	—	98.95
H-53	—	2.32	9.73	47.12	28.38	—	10.39	—	—	—	97.94
H-55	—	1.53	19.06	40.70	23.40	—	14.12	—	—	—	98.44
H-58	—	0.44	29.19	31.88	23.12	—	14.09	—	—	—	98.72
H-58	—	0.38	12.61	55.07	19.19	—	13.20	—	—	—	100.45
H-58	—	0.52	30.45	30.58	23.38	0.46	14.24	—	—	—	99.62
H-60	—	0.31	24.55	41.73	13.41	—	17.46	—	—	—	97.46
H-62	—	2.8	14.75	38.01	30.98	0.59	11.59	—	—	—	98.72
H-62	—	0.32	32.13	31.54	15.86	—	17.11	—	—	—	96.96
H-64	—	—	14.87	49.97	28.37	0.56	6.87	—	—	—	100.64
H-64	—	0.43	22.15	36.01	26.72	—	12.16	—	—	—	97.47
H-66	—	2.07	24.00	36.52	25.90	—	11.45	—	—	—	99.94
H-68	—	0.28	14.03	48.83	24.05	—	10.36	—	—	—	97.55
H-68	—	0.69	25.96	32.45	26.87	—	12.22	—	—	—	98.19
Гранаты											
C-25	35.29	—	19.86	—	36.05	3.79	0.53	2.22	—	—	97.74
C-25	36.11	0.42	19.32	—	33.92	2.55	1.36	5.30	—	—	98.98
C-25	36.28	0.53	19.80	—	33.11	2.53	1.39	5.29	—	—	98.93
C-2	36.50	0.30	20.27	—	31.24	2.59	5.79	1.97	—	—	98.66
C-3	36.73	—	20.32	—	32.66	2.81	4.34	2.00	—	—	98.86
Г-31	36.78	—	21.01	—	31.78	4.90	4.74	0.79	—	—	100.00
C-7/5	35.33	—	19.85	—	30.10	9.66	1.12	1.96	—	—	98.02
C-8	36.46	—	20.71	—	31.29	5.51	4.76	1.09	—	—	99.82
C-10	36.21	0.33	19.63	—	33.03	1.41	2.57	5.07	—	—	98.25
C-13	36.09	—	20.13	—	34.78	2.91	2.63	2.13	—	—	98.67
C-13/1	36.88	0.31	20.76	—	33.00	2.95	1.03	4.79	—	—	99.72
C-15	36.63	—	20.19	—	34.50	2.72	1.79	3.09	—	—	98.92
C-15/1	36.09	0.38	20.92	—	34.01	1.84	1.66	3.88	—	—	98.78
Г-8	36.56	0.44	19.80	—	34.88	1.83	1.64	4.02	—	—	99.17
Г-10	35.93	—	20.24	—	30.65	10.31	0.97	1.84	—	—	99.94
Г-19	35.85	—	20.22	—	35.32	2.75	3.44	1.86	—	—	99.44
Г-19	36.09	—	20.69	—	28.63	2.60	4.60	6.36	—	—	98.97
Г-24	36.97	—	20.07	—	31.78	3.90	2.25	3.61	—	—	98.58
Г-29	38.27	—	21.48	—	35.56	2.26	2.90	2.20	—	—	102.67
H-23	39.46	—	22.89	—	30.13	0.74	3.83	2.85	—	—	99.90

Таблица 2. Окончание

Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
H-25	35.29	—	19.62	—	28.73	9.45	1.98	3.50	—	—	98.57
H-38	35.40	—	21.11	—	34.49	5.54	0.71	0.92	—	—	98.17
H-41/2	36.37	—	20.41	—	29.85	4.77	4.27	1.61	—	—	97.28
H-43	34.61	—	19.27	—	32.16	7.98	2.00	2.29	—	—	98.31
H-84	37.05	—	21.17	—	32.16	2.80	3.14	3.54	—	—	99.86
H-108	34.88	—	19.86	—	28.24	7.82	0.99	6.68	—	—	98.47
H-110	35.98	—	19.57	—	24.59	15.89	1.98	0.67	—	—	98.68
H-112	35.71	—	20.57	—	25.79	15.62	1.88	0.64	—	—	100.22
H-112	35.88	—	20.48	—	22.77	13.10	1.75	3.14	—	—	97.11
H-114	35.08	—	20.42	—	29.47	11.90	0.55	0.47	—	—	97.89
H-115	39.21	—	22.05	—	21.10	10.76	1.20	2.99	—	—	97.32
H-43	35.19	—	19.32	—	32.61	6.19	2.10	2.57	—	—	97.98
H-45	35.41	—	20.83	—	32.24	4.06	2.24	4.09	—	—	98.87
H-58	35.25	—	20.92	—	30.83	5.41	4.52	1.25	—	—	98.18
H-55	35.16	—	19.94	—	31.99	2.26	3.71	4.30	—	—	97.36
H-53	38.40	—	22.28	—	28.90	0.66	8.73	2.28	—	—	101.27
H-53	35.95	—	19.70	—	32.78	8.02	0.50	0.71	—	—	97.66
H-53	36.67	—	20.70	—	25.82	15.31	0.62	1.25	—	—	100.36
H-68	37.56	—	21.45	—	31.06	3.14	2.80	2.64	—	—	98.65
H-66	40.24	—	23.77	—	21.82	—	11.79	0.65	—	—	98.27
H-64	36.76	—	20.83	—	18.76	21.92	0.94	0.98	—	—	100.19
H-62	35.36	—	20.66	—	31.70	8.82	2.20	0.74	—	—	99.49

Примечание. FeO* — общее железо. Прочерк — компонент не обнаружен.

Korsch, 1988] (рис. 9а). В составе породных комплексов области питания в период накопления кайнозойских отложений террейна участвовали как кислые изверженные, так и средние вулканические породы.

Относительно невысокие концентрации в кайнозойских песчаниках РЗЭ; незначительная обогащенность их легкими элементами, по сравнению с тяжелыми, и умеренно выраженная отрицательная Eu-аномалия свидетельствуют о формировании отложений как за счет размывавшихся гранитно-метаморфических пород, так и основных-средних вулканитов. На парных диаграммах Hf–La/Th [Floyd, Leveridge, 1987] и La/Sc–Th/Co [Cullers, 2002] (см. рис. 9б, в), которые используются для распознавания типа и состава пород питающих провинций, фигуративные точки песчаников ложатся, главным образом, в поля кислых пород энциалических (окраинно-континентальных) островных дуг и иногда смещаются в поля источников как смешанного кислого и основного состава, так и обогащенного обломками мезозойских и, вероятно, еще более древних пород. Таким образом, подтверждается вывод о том, что область питания сочетала в себе глубоко расчлененную окраинно-континентальную дугу, в которой эрозия вскрыла

батолиты гранитоидов, и древнюю сиалическую сушу. Формирование отложений происходило как за счет разрушения гранитно-метаморфических пород суши и фундамента дуги, так и вулканических образований самой дуги.

С целью детализации состава, возраста и возможного положения основных источников питания, поставивших материал в кайнозойский седиментационный бассейн Западно-Сахалинского террейна, было проведено U–Pb изотопное датирование детритовых цирконов из песчаных пород нижней (каменская свита) и верхней (верхнедуйская свита) частей разреза.

Выделенные из песчаников зерна циркона представлены в основном бесцветными или слабоокрашенными розовыми кристаллами с короткопризматическими и дипирамидальными очертаниями (коэффициент удлинения 1.5–2.5). Вершины и ребра кристаллов часто сглаженные или слабоокатанные. В катодоллюминесцентном изображении (рис. 10а) у большинства зерен наблюдается хорошо выраженная тонкая концентрическая зональность. В некоторых зернах присутствуют мелкие газово-жидкие включения. Данная группа цирконов имеет в основном мезо-кайнозойский возраст. Более древние зерна, как правило, средне

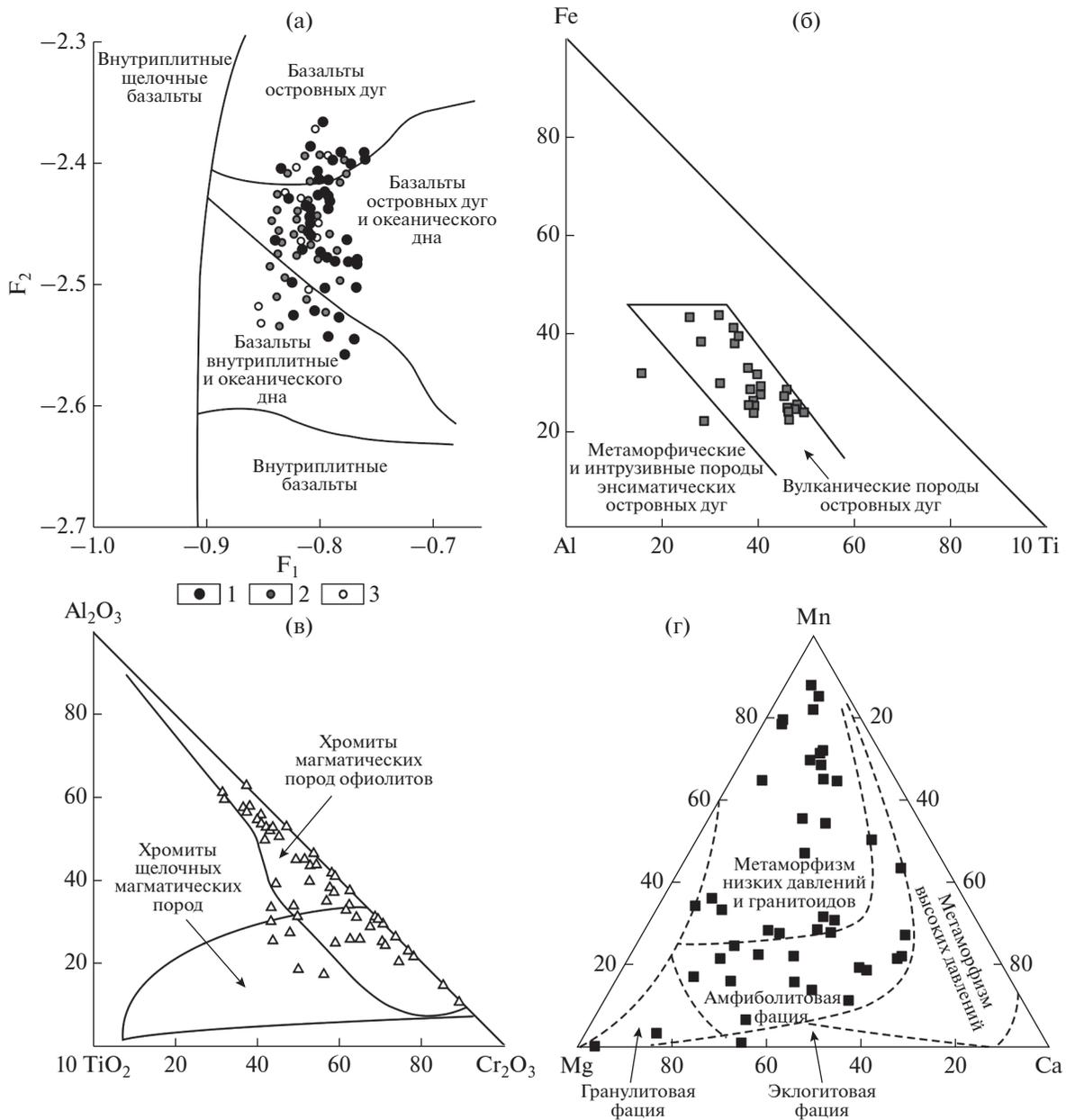


Рис. 8. Диаграммы составов тяжелых обломочных минералов из кайнозойских песчаников Западно-Сахалинского террейна и их вероятных магматических источников.
 а – для клинопироксенов [Nisbet, Pearce, 1987]: $F_1 = -0.012 \times SiO_2 - 0.0807 \times TiO_2 + 0.0026 \times Al_2O_3 - 0.0012 \times FeO - 0.0026 \times MnO + 0.0087 \times MgO - 0.0128 \times CaO - 0.0419 \times Na_2O$, $F_2 = -0.0496 \times SiO_2 - 0.0818 \times TiO_2 - 0.02126 \times Al_2O_3 - 0.0041 \times FeO - 0.1435 \times MnO - 0.0029 \times MgO - 0.0085 \times CaO + 0.0160 \times Na_2O$, 1–3 – клинопироксены из: 1 – песчаников Западно-Сахалинского террейна, 2 – песчаников и 3 – базальтов Кемского террейна Сихотэ-Алиня [Малиновский и др., 2005]; б – для амфиболов [Nechaev, 1991]; в – для хромитов [Шека, Вржосек, 1983]; г – для гранатов [Tegetok, 2003].

или хорошо окатанные и не имеют четко выраженной осцилляторной зональности.

Результаты U–Pb датирования обломочных цирконов приведены в табл. 3. Среди 19 детритовых цирконов, отобранных из песчаников эоценовой каменной свиты (обр. Н-20), конкордантными оказались датировки только 14 зерен (дискордантность $D \leq 10\%$), что позволяет установить

лишь основные типы источников питания. Половина (50%) этих зерен имеют палеоцен-эоценовый (54–65 млн лет), а 36% – меловой (69–99 млн лет) возраст (см. рис. 10б). В резко подчиненном количестве (по одному зерну) встречаются цирконы юрского (166 млн лет) и позднедокембрийского (1375 млн лет) возраста. Обращает на себя внимание, что возраст самых “молодых” цирконов (54 и

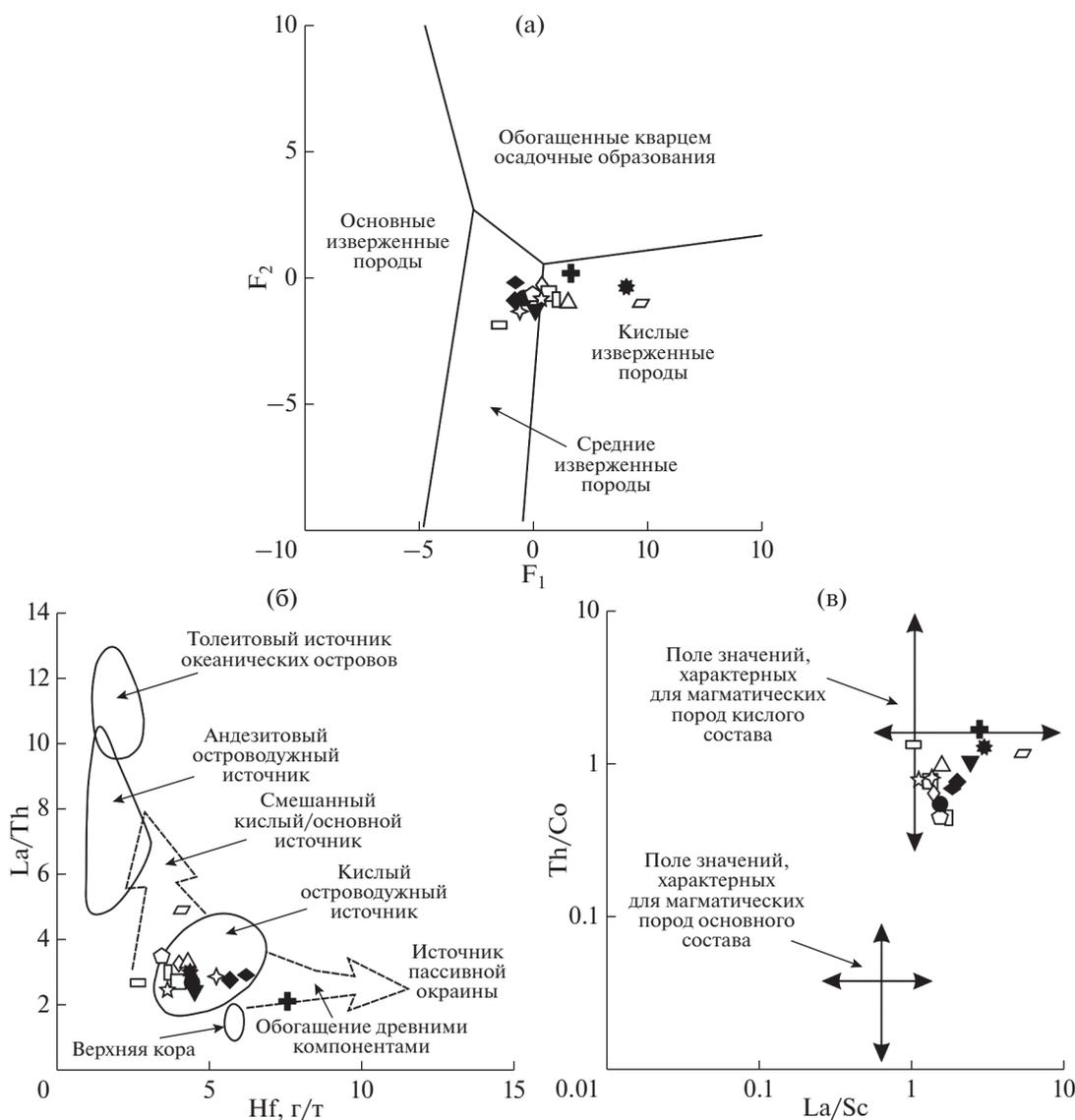


Рис. 9. Возможные источники обломочного материала для песчаных пород кайнозоя Западно-Сахалинского террейна на диаграммах F₁–F₂ [Roser, Korsch, 1988] (a), $F_1 = 30.638 \times \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 12.541 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{Al}_2\text{O}_3 + 7.329 \times \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 12.031 \times \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 35.402 \times \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 6.382$, $F_2 = 56.5 \times \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 10.879 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{Al}_2\text{O}_3 + 30.875 \times \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 5.404 \times \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 11.112 \times \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 3.89$; Hf–La/Th [Floyd, Leveridge, 1987] (б) и Th/Co–La/Sc [Cullers, 2002] (в).

Условные обозначения см. рис. 5.

55 млн лет) хорошо согласуется с биостратиграфическим возрастом свиты [Гладенков и др., 2002]. Среди 59 датированных цирконов из миоценовой верхнедуйской свиты (обр. Н-64) конкордантными оказались 44 зерна. Большая часть из них также имеет палеоцен-эоценовый (46–64 млн лет, 25% зерен) и меловой (69–106 млн лет, 30%) возраст (см. рис. 10в). Помимо этого, часть зерен характеризуется юрским (155–199 млн лет, 11%), триасовым (203–216 млн лет, 7%), пермским (265–288 млн лет, 7%) и силурийским (412–423 млн лет, 4%) возрастными группами. Остальные зерна образуют совокупность с

широким диапазоном докембрийских возрастов (1224–2420 млн лет, 16%). Близкие результаты были получены при U–Pb исследовании возраста цирконов из миоценовых отложений южной части Западно-Сахалинского террейна [Zhao et al., 2017]. В обоих случаях на гистограммах U–Pb изотопных возрастов цирконы образуют сходные возрастные совокупности, характеризующиеся преобладанием палеогеновой и меловой возрастных групп, с подчиненными пермско-юрской, раннепалеозойской и докембрийской группами.

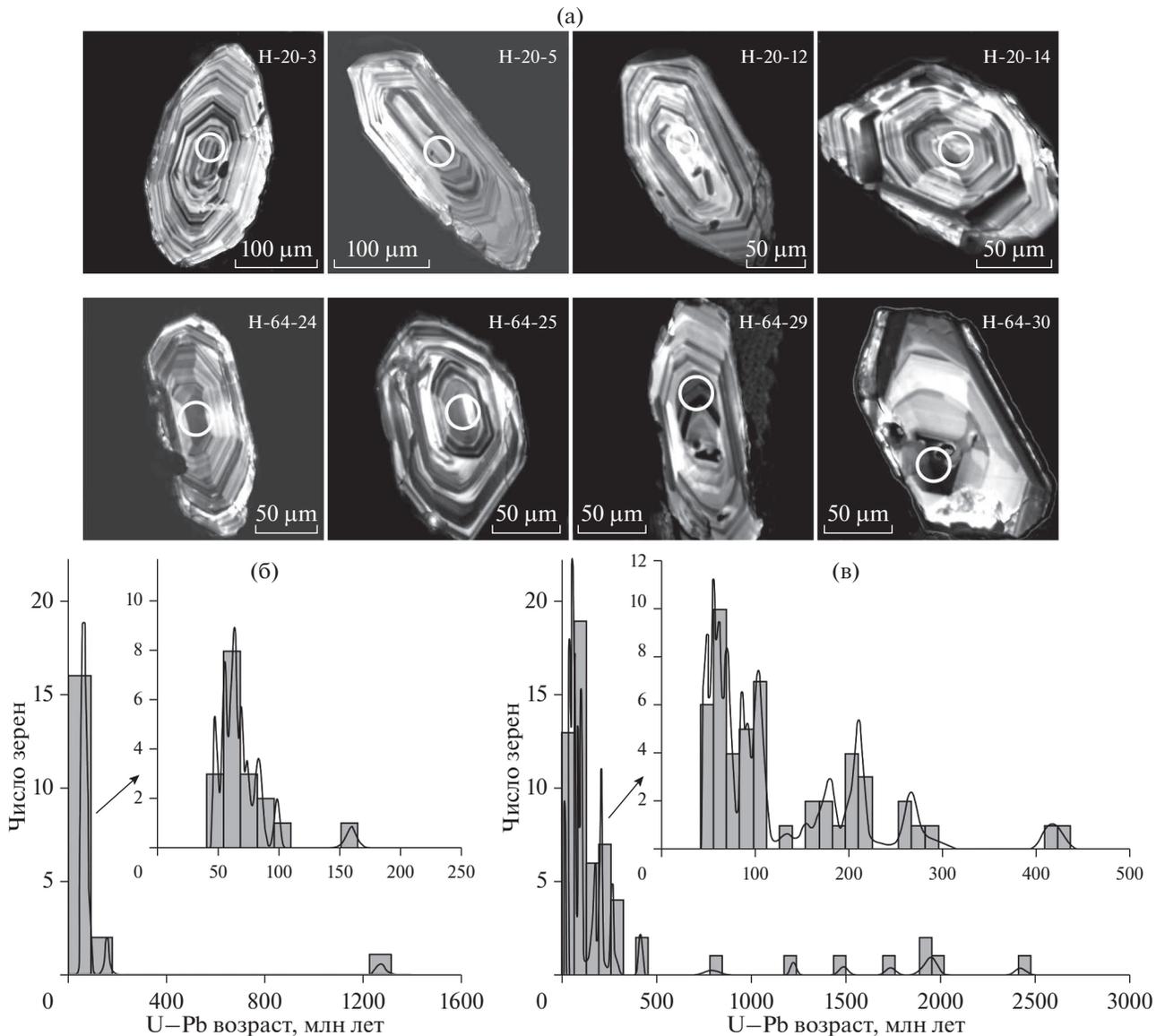


Рис. 10. Катодолуминесцентные изображения (а), гистограммы и графики плотности вероятности распределения U–Pb изотопных возрастов обломочных цирконов из песчаных пород каменной (проба Н-20) (б) и верхнедудьской (проба Н-64) (в) свит.

Определение типов и породного состава питающих провинций по вещественному составу терригенных пород подразумевает существование определенных геодинамических обстановок формирования связанных с ними седиментационных бассейнов. Эти обстановки также устанавливаются путем сравнения вещественного состава изученных объектов с составом древних пород и современных осадков из бассейнов с известными тектоническими обстановками [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986; Maynard et al., 1982; Roser, Korsch, 1986 и др.].

Палеогеодинамическая реконструкция обстановок формирования кайнозойских отложений Западно-Сахалинского террейна по пороодообразующим компонентам на диаграмме Q–L–F

[Maynard et al., 1982] (рис. 11а), показывает, что изученные песчаники наиболее близки породам бассейнов, сопряженных с активными континентальными окраинами, которые были осложнены сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам типа Калифорнийского залива (SS); а также бассейнов, связанных с окраинно-континентальными магматическими дугами (CA). На диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ [Maynard et al., 1982], предназначенной для палеогеодинамической интерпретации химического состава песчаников, фигуративные точки кайнозойских песчаников в основном попадают в поля тех же обстановок, которые были определены и по пороодообразующим компонентам (см. рис. 11б). На широко используе-

Таблица 3. Изотопные U–Pb данные для детритовых цирконов из песчаных пород кайнозоя Западно-Сахалинского террейна

Номер точки анализа	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$		Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$		Дискордантность D , %
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
Каменская свита, обр. Н-20					
1	0.0613 \pm 0.0057	0.0085 \pm 0.0003	60 \pm 5	54 \pm 2	9.93
2	0.0594 \pm 0.0032	0.0089 \pm 0.0002	59 \pm 3	57 \pm 1	2.90
3	0.0594 \pm 0.0047	0.0086 \pm 0.0003	59 \pm 4	55 \pm 2	5.47
4	0.0762 \pm 0.0044	0.0116 \pm 0.0003	75 \pm 4	74 \pm 2	0.27
5	0.0706 \pm 0.0039	0.0095 \pm 0.0002	69 \pm 4	63 \pm 1	9.25
6	0.0695 \pm 0.0071	0.0094 \pm 0.0004	68 \pm 7	60 \pm 3	11.44
7	3.4286 \pm 0.0968	0.2186 \pm 0.0036	1511 \pm 22	1375 \pm 19	9.03
8	0.1358 \pm 0.0134	0.0122 \pm 0.0006	129 \pm 12	78 \pm 4	39.75
9	0.0664 \pm 0.0043	0.0102 \pm 0.0003	65 \pm 4	65 \pm 2	-0.15
10	0.0718 \pm 0.0044	0.0099 \pm 0.0003	70 \pm 4	64 \pm 2	9.52
11	0.0714 \pm 0.0036	0.0074 \pm 0.0002	70 \pm 3	47 \pm 1	32.29
12	0.1019 \pm 0.0060	0.0154 \pm 0.0004	99 \pm 6	99 \pm 2	-0.30
13	0.0758 \pm 0.0048	0.0077 \pm 0.0002	74 \pm 5	50 \pm 1	33.15
14	0.0774 \pm 0.0045	0.0107 \pm 0.0003	76 \pm 4	69 \pm 2	9.25
15	0.1210 \pm 0.0098	0.0132 \pm 0.0005	116 \pm 9	85 \pm 3	26.89
16	0.0763 \pm 0.0036	0.0110 \pm 0.0002	75 \pm 3	70 \pm 1	6.02
17	0.0733 \pm 0.0042	0.0100 \pm 0.0002	71 \pm 4	65 \pm 2	9.54
18	0.2027 \pm 0.0136	0.0251 \pm 0.0007	183 \pm 12	166 \pm 4	9.76
19	0.0975 \pm 0.0073	0.0131 \pm 0.0004	94 \pm 7	85 \pm 3	9.99
Верхнедуйская свита, обр. Н-64					
21	0.2974 \pm 0.0175	0.0426 \pm 0.0011	264 \pm 14	269 \pm 7	-1.70
22	4.8120 \pm 0.1683	0.3091 \pm 0.0057	1787 \pm 29	1736 \pm 28	2.84
23	0.0668 \pm 0.0039	0.0095 \pm 0.0002	66 \pm 4	61 \pm 2	6.71
24	0.0711 \pm 0.0057	0.0111 \pm 0.0004	70 \pm 5	71 \pm 2	-2.15
25	0.2307 \pm 0.0111	0.0333 \pm 0.000	211 \pm 9	211 \pm 4	-0.09
26	0.0562 \pm 0.0067	0.0086 \pm 0.0003	56 \pm 6	55 \pm 2	0.54
27	0.1677 \pm 0.0150	0.0243 \pm 0.0008	157 \pm 13	155 \pm 5	1.52
28	0.0555 \pm 0.0047	0.0084 \pm 0.0003	55 \pm 5	54 \pm 2	2.01
29	0.0799 \pm 0.0054	0.0117 \pm 0.0003	78 \pm 5	75 \pm 2	4.23
30	0.0607 \pm 0.0107	0.0108 \pm 0.0006	65 \pm 10	69 \pm 4	-6.48
31	0.4144 \pm 0.0189	0.0420 \pm 0.0009	352 \pm 14	265 \pm 6	24.72
32	0.0792 \pm 0.0065	0.0122 \pm 0.0003	77 \pm 6	78 \pm 2	-1.29
33	0.0653 \pm 0.0041	0.0100 \pm 0.0003	64 \pm 4	64 \pm 2	0
34	0.0892 \pm 0.0059	0.0115 \pm 0.0003	87 \pm 6	74 \pm 2	14.75
35	5.5873 \pm 0.2510	0.3460 \pm 0.0072	1914 \pm 29	1916 \pm 35	-0.08
36	0.1343 \pm 0.0070	0.0164 \pm 0.0004	114 \pm 6	105 \pm 2	7.81
37	0.0680 \pm 0.0051	0.0088 \pm 0.0003	67 \pm 5	57 \pm 2	15.42
38	0.0692 \pm 0.0092	0.0107 \pm 0.0004	68 \pm 9	69 \pm 3	-1.03
39	0.2874 \pm 0.0272	0.0419 \pm 0.0015	257 \pm 21	265 \pm 9	-3.16
40	0.0649 \pm 0.0059	0.0099 \pm 0.0003	64 \pm 6	64 \pm 2	0.47
41	0.0589 \pm 0.0050	0.0090 \pm 0.0003	58 \pm 5	58 \pm 2	0.52
42	0.1839 \pm 0.0121	0.0264 \pm 0.0007	171 \pm 10	168 \pm 4	1.98
43	0.1030 \pm 0.0068	0.0145 \pm 0.0004	100 \pm 6	93 \pm 3	6.73
44	0.0509 \pm 0.0040	0.0075 \pm 0.0002	50 \pm 4	48 \pm 1	4.76
45	0.0891 \pm 0.0050	0.0135 \pm 0.0003	87 \pm 5	87 \pm 2	0.12
46	0.1144 \pm 0.0096	0.0161 \pm 0.0005	110 \pm 9	103 \pm 3	6.27
47	0.1130 \pm 0.0127	0.0166 \pm 0.0007	109 \pm 12	106 \pm 4	2.39
48	10.1889 \pm 0.2671	0.4557 \pm 0.0068	2452 \pm 24	2420 \pm 30	1.29
49	5.6662 \pm 0.1622	0.3530 \pm 0.0057	1926 \pm 25	1949 \pm 27	-1.17

Таблица 3. Окончание

Номер точки анализа	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$		Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$		Дискордантность D , %
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
50	0.1843 \pm 0.0102	0.0154 \pm 0.0004	144 \pm 9	99 \pm 3	31.32
51	0.1994 \pm 0.0104	0.0278 \pm 0.0006	185 \pm 9	177 \pm 4	4.33
52	0.5203 \pm 0.0190	0.0659 \pm 0.0012	425 \pm 13	412 \pm 7	3.22
53	0.0873 \pm 0.0054	0.0134 \pm 0.0003	85 \pm 5	86 \pm 2	-0.82
54	0.1386 \pm 0.020	0.0171 \pm 0.0010	132 \pm 18	110 \pm 6	16.92
55	0.3280 \pm 0.0381	0.0457 \pm 0.0021	288 \pm 29	288 \pm 13	0
56	0.1968 \pm 0.0170	0.0285 \pm 0.0010	182 \pm 14	181 \pm 6	0.82
57	0.0582 \pm 0.0060	0.0079 \pm 0.0003	58 \pm 6	51 \pm 2	12.17
58	0.1061 \pm 0.0103	0.0143 \pm 0.0006	102 \pm 9	91 \pm 4	10.74
59	0.0944 \pm 0.0104	0.0142 \pm 0.0006	92 \pm 10	91 \pm 4	0.87
60	0.2748 \pm 0.0125	0.0288 \pm 0.0006	247 \pm 10	183 \pm 4	25.80
61	0.2365 \pm 0.0095	0.0341 \pm 0.0006	216 \pm 8	216 \pm 4	-0.14
63	5.9308 \pm 0.1572	0.3559 \pm 0.0061	1966 \pm 23	1963 \pm 29	0.15
64	0.4057 \pm 0.0381	0.0353 \pm 0.0027	346 \pm 33	224 \pm 17	35.34
65	0.4022 \pm 0.0154	0.0173 \pm 0.0005	203 \pm 11	110 \pm 3	45.75
66	0.0464 \pm 0.0027	0.0072 \pm 0.0002	46 \pm 3	46 \pm 1	-0.65
67	0.2383 \pm 0.0372	0.0211 \pm 0.0014	217 \pm 31	135 \pm 9	38.02
68	3.4381 \pm 0.0822	0.2090 \pm 0.0030	1353 \pm 19	1224 \pm 16	9.58
69	0.1916 \pm 0.0109	0.0160 \pm 0.0005	178 \pm 9	102 \pm 3	42.53
70	0.3114 \pm 0.0106	0.0331 \pm 0.0006	275 \pm 8	210 \pm 4	23.72
71	0.3263 \pm 0.0112	0.0332 \pm 0.0006	287 \pm 9	211 \pm 4	26.47
72	0.0694 \pm 0.0067	0.0095 \pm 0.0004	68 \pm 6	61 \pm 2	10.03
73	4.3016 \pm 0.1333	0.2596 \pm 0.0048	1644 \pm 26	1488 \pm 24	9.49
74	0.0737 \pm 0.0051	0.0108 \pm 0.0003	72 \pm 5	69 \pm 2	4.16
75	0.2627 \pm 0.0161	0.0320 \pm 0.0009	217 \pm 13	203 \pm 6	6.46
76	0.0523 \pm 0.0031	0.0078 \pm 0.0002	52 \pm 3	50 \pm 1	3.28
77	0.2624 \pm 0.1399	0.0313 \pm 0.0009	217 \pm 13	199 \pm 5	8.26
79	0.0605 \pm 0.0062	0.0089 \pm 0.0003	60 \pm 6	57 \pm 2	3.86
80	0.7491 \pm 0.2611	0.1309 \pm 0.0073	568 \pm 30	793 \pm 21	-39.65
81	0.5300 \pm 0.0196	0.0679 \pm 0.0013	432 \pm 13	423 \pm 8	1.95

мой для палеогеодинамических реконструкций диаграмме $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [Roser, Korsch, 1986] (см. рис. 11в) все точки достаточно компактно группируются в поле седиментационных бассейнов активных континентальных окраин, включающем, в понимании ряда авторов [Bhatia, 1983; Maynard et al., 1982; Roser, Korsch, 1986], и бассейны трансформных границ плит. На серии дискриминантных диаграмм [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986] (см. рис. 11г–и), используемых для разделения песчаников из бассейнов различных геодинамических обстановок, кайнозойские песчаники террейна локализируются, главным образом, в полях бассейнов, сопряженных с энсиалическими островными дугами, развитыми на зрелой континентальной коре, а также бассейнов активных континентальных окраин, в том числе окраин, осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. Наблюдающийся на некоторых диаграммах разброс точек, а также смещение части из них в сторону полей пассивных континентальных окраин обусловлены повы-

шенным содержанием в породах SiO_2 , что связано с обогащением пород кварцем, обломками кислых интрузивных и кремнистых пород, а также присутствием в породах ряда свит панцирей диатомовых водорослей.

В целом, рассмотрение всех представленных диаграмм демонстрирует своеобразное расположение фигуративных точек вещественного состава песчаных пород террейна. Точки, как правило, образуют поле, соответствующее нескольким различным геодинамическим обстановкам либо источникам питания, что является характерной особенностью и достаточно надежным признаком седиментации в бассейнах, формирование которых было связано с обстановками трансформного скольжения литосферных плит, когда источниками обломочного вещества являлись как краевые части континентов, так и фрагменты активных континентальных окраин. Примерами бассейнов подобного типа являются бассейны Калифорнийской окраины, а также Журавлевского син-

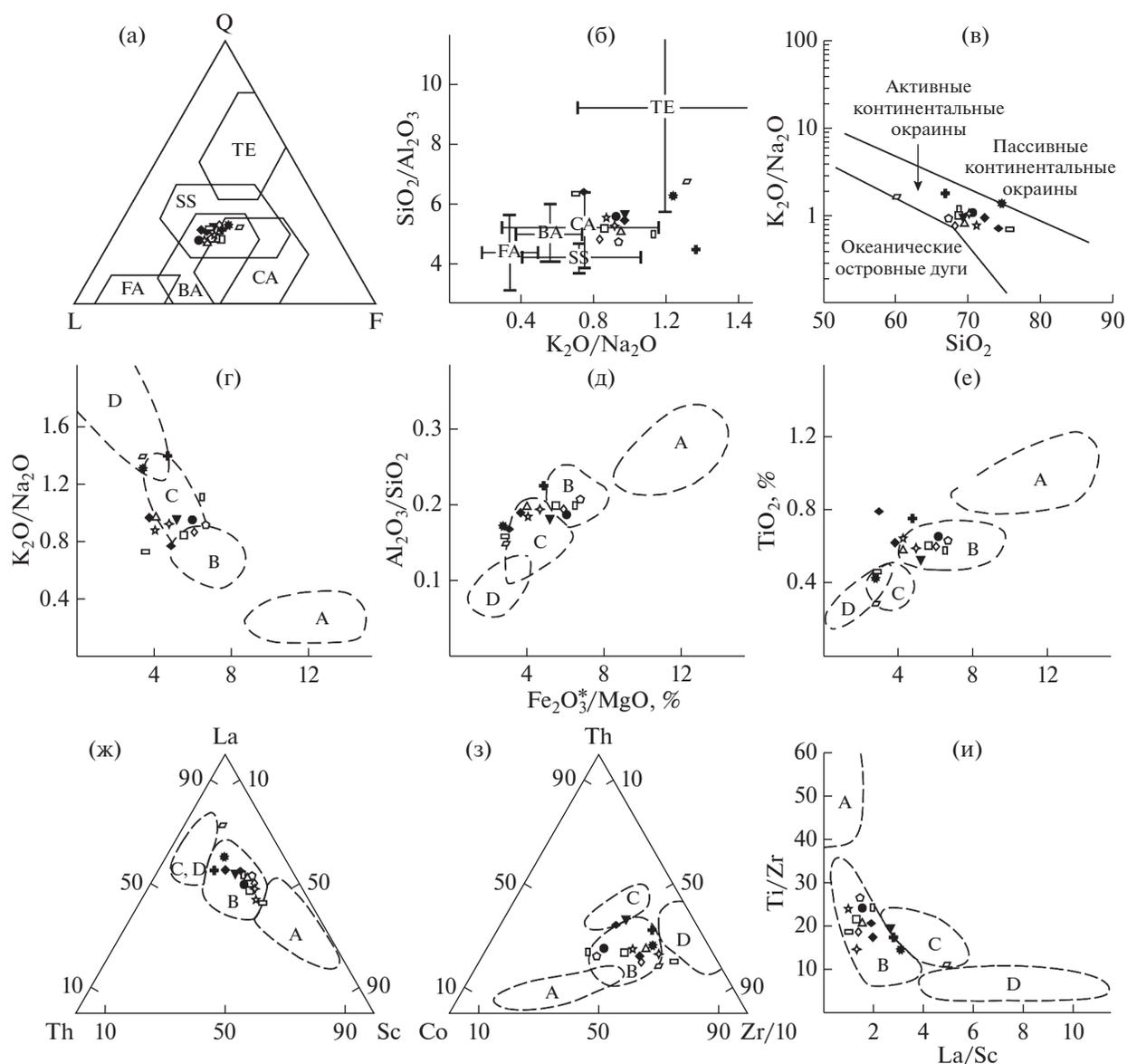


Рис. 11. Палеогеодинамические обстановки формирования терригенных отложений кайнозоя Западно-Сахалинского террейна.

а–в – типы бассейновых обстановок для песчаных пород: а – по пороодообразующим компонентам [Maynard et al., 1982], б, в – по химическому составу: б – [Maynard et al., 1982], в – [Roser, Korsch, 1986]. Бассейны – пассивных континентальных окраин (ТЕ), активных континентальных окраин, осложненных сдвигами дислокациями по трансформным разломам (SS), сопряженные: с окраинно-континентальной магматической дугой (СА), с океанической вулканической дугой (FA – преддуговые и ВА – задуговые бассейны); г–и – типы бассейнов [Bhatia, 1983; Bhatia, Stook, 1986]. Поля значений геохимических параметров древних песчаников из бассейнов, сопряженных: А – с океаническими, В – с континентальными островными дугами, С – с активными, D – с пассивными континентальными окраинами. $Fe_2O_3^*$ – общее железо. Условные обозначения см. рис. 5.

сдвигового террейна Сихотэ-Алиня [Малиновский, Голозубов, 2012].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, для выяснения геодинамической обстановки формирования кайнозойских отложений Западно-Сахалинского террейна и определения типов и породного состава предпо-

лагаемых источников питания был изучен вещественный состав песчаных пород, включая пороодообразующие компоненты, тяжелые обломочные минералы, в том числе микрохимический состав части из них, а также некоторые геохимические особенности пород.

В результате проведенных исследований установлено, что по своим минералого-геохимическим параметрам песчаники террейна соответ-

ствуют грауваккам и являются петрогенными, или “first cycle”, породами. Они характеризуются невысокой степенью зрелости обломочного материала, образовавшегося преимущественно за счет механического разрушения пород источников питания, включавших породы как вулканического, островодужного, так и сиалического, континентального происхождения.

Палеогеодинамическая интерпретация всей совокупности полученных данных о вещественном составе песчаных пород Западно-Сахалинского террейна позволяет предполагать, что в палеоцене—плиоцене осадконакопление происходило непосредственно вдоль края Азиатского континента, в бассейне, связанном с крупномасштабными сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам типа Калифорнийского залива, что подтверждает высказанные ранее предположения [Геодинамика ..., 2006; Голозубов, 2006].

Область питания, поставившая обломочный материал в седиментационный бассейн террейна, вероятно сочетала в себе несколько источников. Главенствующая роль при этом, судя по достаточно высоким содержаниям в обломочной части песчаников кварца и кислого плагиоклаза, преимущественно гидрослюдистому составу глинистых минералов их цемента, преобладанию в тяжелой фракции минералов сиалической ассоциации, а также микрохимическому составу обломочных гранатов принадлежала размывавшейся сиалической суше, сложенной древними гранитно-метаморфическими и осадочными породами. Полученные U—Pb датировки обломочных цирконов свидетельствуют о том, что эта суша в кайнозой объединяла в себе достаточно широкий возрастной спектр гранитно-метаморфических пород. Источниками двух самых многочисленных популяций цирконов с палеоцен-эоценовыми (46—65 млн лет) и альб-маастрихтскими (69—106 млн лет) возрастными, вероятно, были соответственно лейкоксеновые гранитоиды богопольского и магнетитовые гранитоиды приморского и татибинского комплексов, широко распространенные в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе [Гребенников и др., 2013]. Материал этих источников поступал, главным образом, в седиментационные бассейны южной части террейна, что объясняет повышенное содержание в песчаниках лейкоксена, ильменита и магнетита. В качестве источников цирконов с юрскими (155—199 млн лет), триасовыми (203—216 млн лет), пермскими (265—288 млн лет) и силурийскими (412—423 млн лет) датировками могут рассматриваться многочисленные раннепалеозойские—раннемезозойские гранитные массивы Ханкайского террейна Приморья. Источниками наиболее древних цирконов с докембрийскими возрастными (1224—2420 млн лет) могли быть гранитно-метаморфические комплексы Сино-Корейского либо Сибирского кратона, вынос материала с которого вероятно осуществлялся Палео-Амуром. Небольшая доля цирконов с протерозойскими—раннемезозойскими возрастными позволяет счи-

тать, что гранитно-метаморфические комплексы, служившие их источниками, находились на значительном расстоянии от бассейнов седиментации либо были уже полностью размыты и на осадконакопление влияли незначительно. Следующим по важности источником обломочного вещества выступала зрелая, глубоко расчлененная окраинно-континентальная дуга, в которой эрозия вскрыла полнокристаллические батолиты, подстилающие вулканиды. На островодужную природу этого источника указывают: в целом граувакковый состав кластики; присутствие в тяжелой фракции типичных минералов островодужных вулканидов; микрохимический состав пироксенов и амфиболов, а также геохимические особенности изученных пород. Вместе с тем, гранитно-метаморфические породы основания дуги служили еще одним, дополнительным, поставщиком сиалического материала. Вполне вероятно, что какая-то часть домеловых цирконов также могла поступать из размывавшегося фундамента дуги [Диденко и др., 2018]. Дугой, образующей этот источник питания, очевидно, являлась раннемеловая Монероно-Самаргинская энсиалическая островная дуга, фрагменты которой известны в хребте Сихотэ-Алинь в виде Кемского островодужного террейна [Малиновский и др., 2005]. Еще одним, второстепенным источником были широко распространенные в структуре Сихотэ-Алиня фрагменты домеловых активных окраин, и в первую очередь юрско-раннемеловых аккреционных призм, в строении которых участвовали океанические комплексы, в том числе офиолиты. Свидетельством этому является присутствие в составе минералов тяжелой фракции пироксенов, амфиболов и хромитов, обладающих внутривулканическими характеристиками. Смешение этих резко различающихся источников питания, по-видимому, является главным и характерным признаком седиментации в обстановке трансформной окраины Калифорнийского типа, когда в область размыва попадают как краевые части континентов, так и ранее аккрецированные к ним фрагменты активных окраин.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-00857).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вовна Г.М., Киселев В.И., Сахно В.Г. и др. Первые данные по локальному изотопному U—Pb-датированию цирконов (метод LA-ICP-MS) гиперстеновых плагиогнейсов Джугджурского блока (юго-восток Алданского щита) // Докл. РАН. 2014. Т. 459. № 2. С. 189—193.
- Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / Под ред. Г.Л. Кирилловой. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 981 с.

- Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И. и др. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
- Голозубов В.В., Касаткин С.А., Малиновский А.И. и др. Дислокации меловых и кайнозойских комплексов Западно-Сахалинского террейна // Геотектоника. 2016. № 4. С. 105–120.
- Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
- Гребеников А.В., Попов В.К., Ханчук А.И. Опыт петрохимической типизации кислых вулканических пород различных геодинамических обстановок // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 3. С. 68–73.
- Деркачев А.Н. Минералогические особенности окраинно-морского седиментогенеза (на примере Японского моря). Владивосток: Дальнаука, 1996. 226 с.
- Диденко А.Н., Ото Ш., Голозубов В.В. и др. Геохронология детритовых цирконов альбских песчаников силасинской и кемской свит Сихотэ-Алиньского орогена: геодинамические следствия // Докл. РАН. 2018. Т. 481. № 4. С. 418–421.
- Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Петрохимические особенности метатерригенных пород Канского блока Восточного Саяна: реконструкция источников сноса и условий осадкообразования // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 2. С. 186–201.
- Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское областное книжное изд-во, 2004. 192 с.
- Захарова М.А. Литология палеогеновых отложений Сахалина и условия их образования. Новосибирск: Наука, 1973. 108 с.
- Зябрев С.В., Пересторонин А.Н. Начало терригенной седиментации в Западно-Сахалинском преддуговом прогибе – деталь ранней истории аккреционной системы Сахалина и Хоккайдо // Тихоокеанская геология. 2004. № 1. С. 53–61.
- Курнос В.Б. Глинистые минералы палеогеновых отложений о. Сахалин / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1971. 27 с.
- Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И. и др. Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2110–2121.
- Малиновский А.И. Вещественный состав островодужных комплексов Дальнего Востока России // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 1. С. 28–44.
- Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П. и др. Кемский террейн (Восточный Сихотэ-Алинь) – фрагмент раннемеловой островодужной системы восточной окраины Азии // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 6. С. 38–59.
- Малиновский А.И., Маркевич П.В., Тучкова М.И. Тяжелые обломочные минералы терригенных пород как индикаторы геодинамических обстановок в палеобассейнах орогенных областей Востока Азии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. Вып. 8. № 2. С. 97–111.
- Малиновский А.И., Голозубов В.В. Строение, состав и обстановки формирования нижнемеловых отложений Журавлевского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь) // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 4. С. 399–424.
- Маргулис Е.А. Эволюционный ряд типов граувакк на примере палеогеновых отложений о. Сахалин // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 1. С. 89–98.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н. и др. Синорогенные псаммиты: основные черты литохимии // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 1. С. 70–96.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Мизенс Г.А. и др. Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт сопоставления // Геохимия. 2016. № 7. С. 579–595.
- Мельников О.А., Захарова М.А. Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Сахалина. М.: Наука, 1977. 242 с.
- Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
- Сальников Б.А. Зоны фациальных переходов в меловых и палеоген-неогеновых отложениях Сахалина // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока СССР. Л.: ВНИГРИ, 1985. С. 19–23.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
- Щека С.А., Вржосек А.А. Ультрасосновой вулканизм Тихоокеанского комплекса и вопросы систематики меймечитов и коматиитов // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 3–16.
- Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
- Boynon W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare Earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305–327.
- Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone composition // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1979. V. 63. № 12. P. 2164–2182.
- Garzanti E., Ando S. Plate tectonics and heavy mineral suites of modern sands // Heavy minerals in use. Developments in sedimentology. Volum 58 / Eds M.A. Mange, D. T. Wright. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 741–764.
- Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. London. 1987. V. 144. P. 531–542.
- Fournier M., Jolivet L., Huchon P. et al. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // J. Geoph. Res. 1994. V. 99. № B2. P. 2701–2725.
- Markevich P.V., Malinovsky A.I., Tuchkova M.I. et al. The use of heavy minerals in determining the provenance and tectonic evolution of Mesozoic and Cenozoic sedimentary basins in the continent – Pacific Ocean transition zone: examples from Sikhote-Alin and Koryak-Kamchatka Regions (Russian Far-East) and Western Pacific // Heavy Minerals in

- Use. Developments in sedimentology / Eds M.A. Mange, D. T. Wright. Amsterdam: Elsevier, 2007. V. 58. P. 789–822.
- Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-forearc geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins / Ed. J.K. Leggett. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1982. Part 2. P. 551–61.
- Morton A.C., Meinhold G., Howard J.P. et al. A heavy mineral study of sandstones from the eastern Murzuq Basin, Libya: constraints on provenance and stratigraphic correlation // J. African Earth Sci. 2011. V. 61. № 4. P. 308–330.
- Nechaev V.P. Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record // Mar. Geol. 1991. V. 97. № 1–2. P. 167–190.
- Nechaev V.P., Isphording W.C. Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate tectonic environments // J. Sed. Petrol. 1993. V. 63. № 6. P. 1110–1117.
- Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Nisbet E.G., Pearce J.A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 63. P. 149–160.
- Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol. 1986. V. 94. № 5. P. 635–650.
- Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 119–139.
- Teraoka Y. Detrital garnets from Paleozoic to Tertiary sandstones in Southwest Japan // Bull. Geol. Sur. of Japan. 2003. V. 54. № 5–6. P. 171–192.
- Zhao P., Li J.-j., Alexandrov I. et al. Involvement of old crustal materials during formation of the Sakhalin Island (Russian Far East) and its paleogeographic implication: Constraints from detrital zircon ages of modern river sand and Miocene sandstone // J. Asian Earth Sci. 2017. V. 146. P. 412–430.

Paleogeodynamic Reconstruction of the Cenozoic Sedimentation Settings of the West Sakhalin Terrane According to the Material Composition of Terrigenous Rocks

A. I. Malinovsky*

*Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
prosp. 100-letiya Vladivostoka, 159, Vladivostok, 690022 Russia*

**e-mail: malinovsky@fegi.ru*

The results of the study of the material composition of sandy rocks from the Cenozoic deposits of the West Sakhalin Terrain are considered. It has been established that the terrane sandstones correspond to graywackes in their mineral and geochemical parameters and are petrogenic or “first cycle” rocks. They are characterized by a low degree of maturity of the detrital material, formed mainly due to the mechanical destruction of rocks of power sources. Paleogeodynamic interpretation of the obtained data shows that in the Paleocene – Pliocene sedimentation occurred directly along the edge of the Asian continent in a basin associated with large-scale shear dislocations along transform faults. The feeding area combined mainly sialic land, composed of granitic-metamorphic and sedimentary rocks, and a mature deeply dissected marginal-continental arc, in which erosion uncovered granitoid batholiths at its base. The secondary source was the fragments of accretionary prisms of the Sikhote-Alin, in the structure involving ophiolite. U–Pb isotopic dating of detrital zircons made it possible to establish the main complexes of granitoids that supplied the clastic to the Cenozoic sedimentation basins of terrane.

Keywords: West Sakhalin terrane, Cenozoic, sandstones, material composition, geodynamic settings, power sources.

УДК 550.46:553.492

БЕРТЬЕРИНОВЫЕ БОКСИТЫ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ (КМА)

© 2021 г. А. Д. Савко^а, *, М. Ю. Овчинникова^а, Н. М. Боева^б, **

^а Воронежский государственный университет, Университетская площадь, 1, Воронеж, 394018 Россия

^б Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*e-mail: asavko@geol.vsu.ru

**e-mail: boeva@igem.ru

Поступила в редакцию 09.06.2020 г.

После доработки 26.06.2020 г.

Принята к публикации 14.08.2020 г.

Изучение прецизионными методами минерального состава бокситов КМА, приуроченных к верхней части раннекаменноугольной латеритной коры выветривания на биотит-мусковитовых сланцах, залегающих среди джеспилитов раннего протерозоя Белгородского рудного района, позволило по-новому оценить условия их образования. В северной части района преобладают псевдобобовые гиббситовые, в южной – бемитовые разновидности с унаследованной слоистой текстурой материнских пород. В рассмотренных бокситах широко распространен бертьерин, который наряду с гидроксидом алюминия является порообразующим минералом. Бертьерин ранее связывали с последующим преобразованием бокситов; по нашим данным, существует две генерации бертьерина, ранняя из них является естественной промежуточной минеральной фазой, которая образуется в процессе формирования бокситов при насыщении железом среды выветривания. Это позволило обосновать определенный этап в эволюции процессов бокситообразования в истории Земли, в течение которого сформировались палеозойские месторождения.

Ключевые слова: бертьерин, бокситы, богатые железные руды, кора выветривания, бемит, гиббсит.

DOI: 10.31857/S0024497X21010092

Бокситы Курской магнитной аномалии (КМА) сосредоточены в Белгородском рудном районе и связаны с палеозойской (позднетурнейской–ранневизейской) латеритной корой выветривания (КВ) филлитовых сланцев, залегающих среди пластов железистых кварцитов курской серии нижнего протерозоя. Помимо минералов глинозема в бокситах установлено широкое развитие бертьерина (Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al)₃(Si, Al)₂O₅(OH)₄ – железистого аналога каолинита (Al₄[Si₄O₁₀](OH)₈). КВ, развитые по железистым кварцитам, представляют собой богатые железные руды (БЖР) и образуют крупные месторождения. Бокситы образовались на участках распространения сланцев. При частом чередовании этих материнских пород, в корях выветривания формируются железоалюминиевые руды. Кора выветривания перекрыты чехлом осадочных пород карбона и мезо–кайнозоя общей мощностью от 400 и более метров.

Среди кор выветривания выделены площадной, линейно-площадной, контактово-площадной и карстовый морфологические типы. Мощности КВ первого типа – до 50 м, в том числе бокситов – до

10 м; остальных типов – до 150 м при той же мощности бокситов.

Бокситы так же, как и БЖР, располагаются в верхних частях субвертикально залегающих сланцев (рис. 1). Размещение кор выветривания контролировалось рельефом довизейской поверхности выравнивания. На ней гряды джеспилитов и сланцев докембрия возвышались (до 150 м) над равниной, сложенной архейскими гнейсами. По гнейсам образовалась каолиновая КВ мощностью от нескольких до первых десятков метров [Савко, 1984].

Бокситы КМА изучаются с середины 1960-х годов XX столетия [Сиротин, Белявцева, 2008, 2016]. Новые пробы бокситов были отобраны авторами в 2007–2013 гг. из керна скважин, пробуренных на Большетроицком и Гостищевском месторождениях КМА. В этих пробах, а также в ранее отобранных пробах бокситов из Висловского, Ольховатского, Мелихово-Шебекинского месторождений (рис. 2) выявлено широкое развитие бертьерина. Ранее он определялся как шамозит, диагенетический хлорит, железистый хлорит, хотя указывались характеристики, присущие бертьерину.

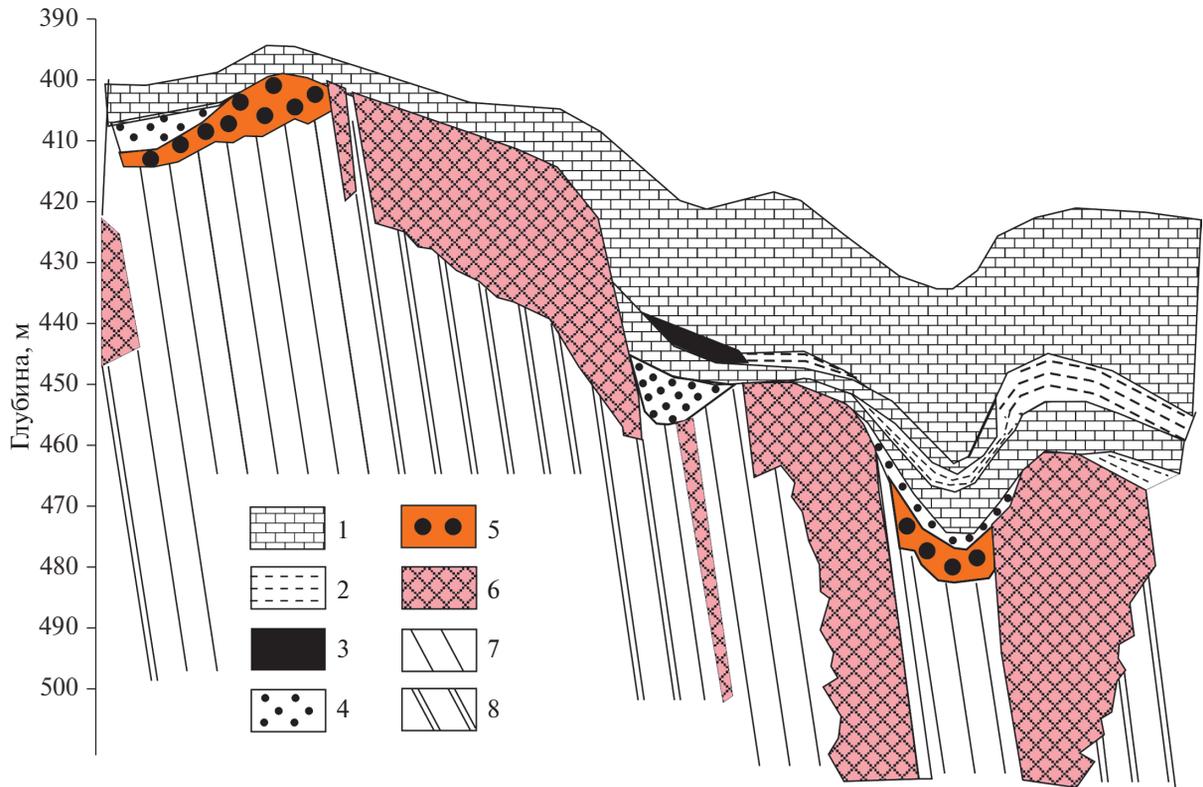


Рис. 1. Схематический геологический разрез коры выветривания Мелихово-Шебекинского месторождения [Железные руды КМА, 2001].
 1–4 – осадочный чехол (C_{1v}): 1 – известняки органогенно-обломочные, 2 – глины, 3 – уголь, 4 – железорудная конгломерато-брекчия; 5 – бокситы, 6 – богатые железные руды, 7 – сланцы и алеврофиллиты, 8 – железистые кварциты.

А.П. Никитина, по результатам электронографических и рентгендифрактометрических исследований, впервые определила в бокситах бертьерин – минерал из группы каолинита-серпентина [Никитина, 1983].

Позднее было показано значительное развитие бертьерина в бокситах КМА [Клекль и др., 1991]. Были описаны две его политипные модификации – ортогональная 1Н и моноклинная 1М. Первая, относительно более кремнистая, встречается в подошве и кровле бокситовых залежей, а вторая, более глиноземистая – в их центральных частях. Бертьерин идентифицировался как наложенный минерал, развитый в верхних частях КВ, и не включался в число основных минералов бокситов КМА [Сиротин, Белявцева, 2016, стр. 57, табл. 6.1].

Детальное изучение авторами настоящей работы полного разреза бокситоносных КВ, в том числе зоны литомаржа, показало, что бертьерин в них является породообразующим минералом, его формирование связано не только с наложенными процессами, но и со стадией бокситообразования, и происходит при насыщении железом сре-

ды выветривания. Это заметно меняет имеющиеся представления об условиях образования и технологических характеристиках бокситов КМА.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу работы положены результаты исследования бокситов (34 образца), отобранных в Яковлевской шахте, а также в керне скважин Висловского, Ольховатского и Мелихово-Шебекинского месторождений. Все образцы были изучены традиционными петрографическими и аналитическими методами. Выполнены электронно-микроскопический (Jeol 6380LV), порошковый рентгенофазовый (дифрактометр ARL X'TRA), синхронный термический (прибор Netzsch STA 449 F1) анализы, а также локальный рентгеноспектральный микроанализ (PCMA, система OXFORDINS). При этом для одного и того же образца при необходимости выполнялось несколько определений. Месторождения, из которых были отобраны образцы, и глубина их отбора в керне скважин указаны на рисунках и в подрисуночных подписях.

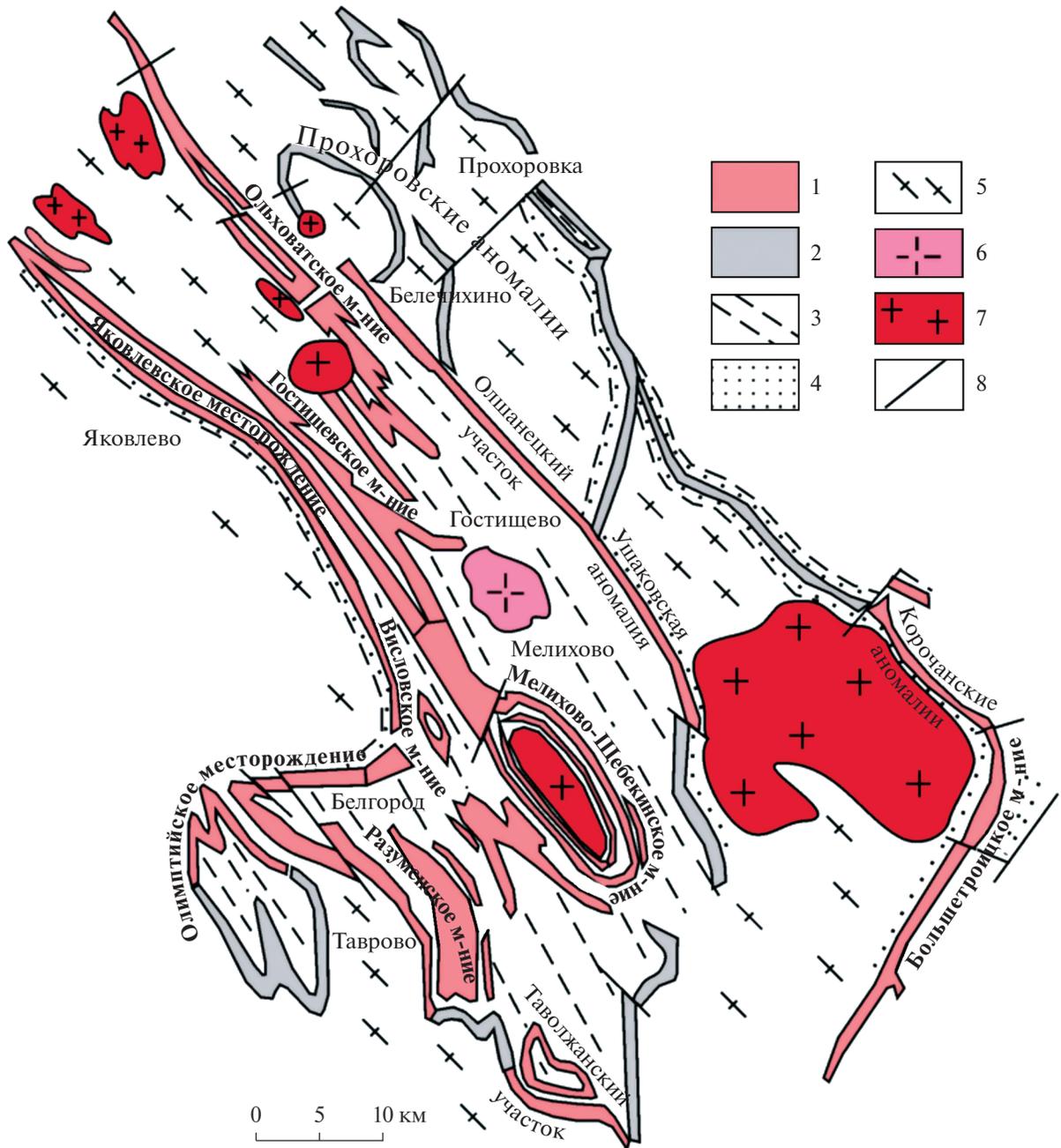


Рис. 2. Схематическая карта развития кор выветривания с месторождениями богатых железных руд и бокситов в Белгородском районе КМА [Железные руды КМА, 2001].

1 – КВ джеспилитов и сланцев; 2 – выходы джеспилитов на поверхность докембрия с малоомощной (до 10 м) КВ; 3–7 – породы: 3 – оскольской серии, 4 – стойленской свиты курской серии, 5 – архея, 6 – сиениты шебекинского, 7 – граниты атаманского комплексов; 8 – тектонические нарушения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

С помощью электронной микроскопии в бокситах КМА впервые были установлены две кристалломорфологические разновидности бертьерина – сингенетический и наложенный.

Сингенетический бертьерин-1 выделяется по морфологическим признакам. Он был обнаружен

в виде скрытокристаллической массы, выполняющей в породе тонкие прослои серовато-зеленой окраски (рис. 3). При петрографических исследованиях установлено, что бертьерин-1 замещает мусковит и биотит, которые образуют отдельные слои в кристаллических сланцах. Местами в породе сохранились остатки овоидов или псевдобовин с реликтами бертьерина-1 в центральных

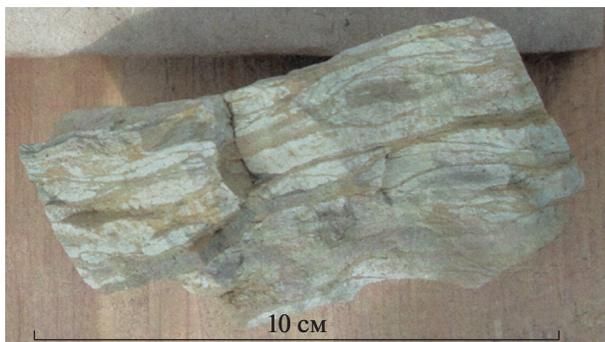


Рис. 3. Фото бертьерин-бемитового боксита с реликтовой микрослоистостью. В светлых слоях – бемит, в темных – бертьерин, развитый по мусковит-биотитовым прослоям. Скважина 6, глубина 462 м. Большеотроицкое месторождение [Сиротин, Белявцева, 2016].

частях. Бертьерин окружен замещающими этот минерал бемитом и гетитом, что связано с процессами латеритизации (рис. 4а, б).

По данным РСМА, химический состав бертьерина-1 бокситов следующий: SiO₂ 17.52–30.98 мас. %, Al₂O₃ 23.5–33.37 мас. %, FeO 14.45–44.83 мас. %, MgO 0.77–1.39 мас. %.

Диagenетический бертьерин-2 светло-зеленой окраски обнаружен в верхней части бокситового профиля, где присутствует в виде округлых образований, цемента, развитого между зернами других минералов, а также в виде тонких прожилков, пересекающихся под разными углами. Размер кристаллов бертьерина-2 около 1 мкм (см. рис. 4в, г). В основании профиля коры выветривания бертьерин-2 не был обнаружен. Здесь также отсутствуют признаки замещения бертьерином-2 окружающих его минералов, что позволяет предполагать образование бертьерина-2 в пострудную стадию [Damyanov, Vassileva, 2001]. Нередко он наблюдается в ассоциации с фрамбоидами пирита, а также может замещать зерна бемита и гетита. Дебокситизация залежей высокоглиноземистых пород привела к образованию вторичного каолинита, сидерита, шамозита. Последний развит эпизодически и определяется по базальным рефлексам 14.0 и 7.0 Å.

В бертьерине-2 содержание основных компонентов заметно варьирует (мас. %): Al₂O₃ 26.61–

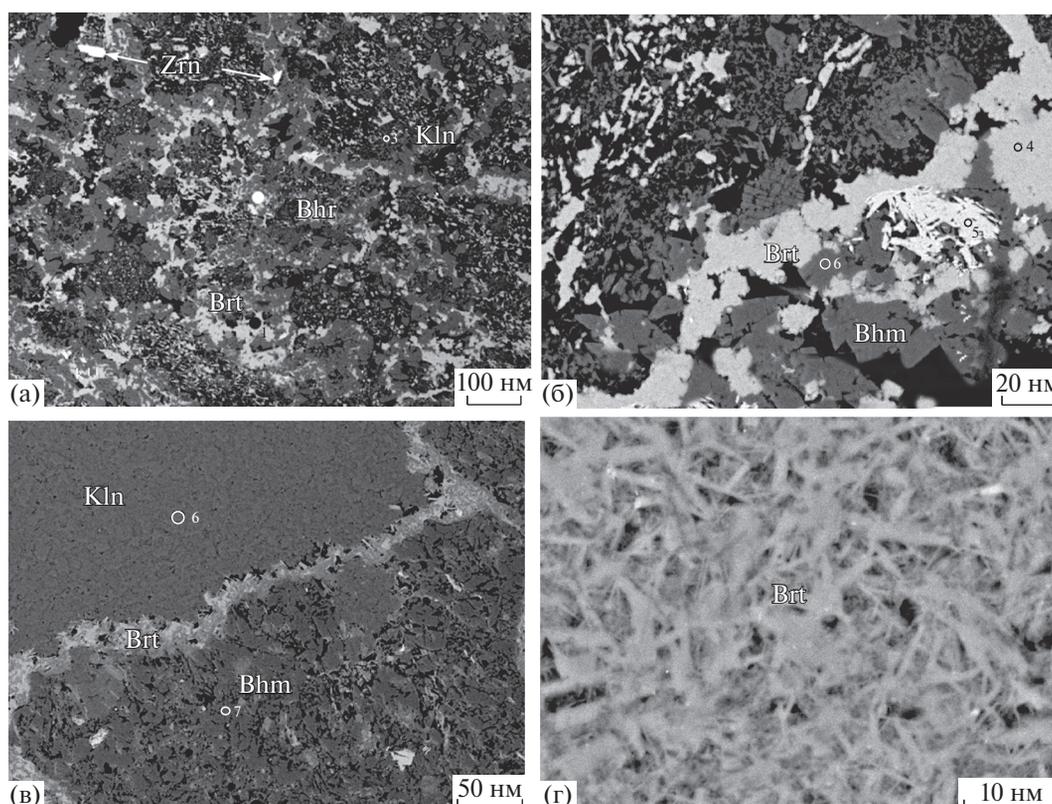


Рис. 4. Бертьерин в бокситах Яковлевского месторождения КМА (СЭМ). а, б – бертьерин-1 (светлое) в существенно бемитовом боксите: а – петельчатые выделения бертьерина-1 в бемите и каолините, б – крупный план взаимоотношения бертьерина-1 и бемита; в, г – бертьерин-2 в бемит-бертьериновом боксите: в – бертьерин-2 выполняет трещину между каолинитом и бемитом, г – агрегат игольчатых кристаллов бертьерина-2. Изображения в отраженных электронах. Сокращения: Brt – бертьерин, Bhm – бемит, Kln – каолинит, Zrn – циркон.

31.5, FeO 24.51–35.63 SiO₂ 22.22–30.97 MgO 2.1–2.92. По сравнению с бертьерином-1, этот минерал характеризуется более высоким содержанием кремнезема и магния, но содержит существенно меньше FeO и Al₂O₃ по сравнению с сингенетическим бертьерином богатых железных руд [Никулин, Савко, 2015]. В бертьерине-1 бокситов содержится значительно меньше SiO₂, и для него характерны несколько более высокие содержания FeO (рис. 5).

Синхронный термический анализ выявил широкий раздвоенный эндотермический эффект с максимумами 680 и 750°C. Появление этих пиков мы связываем с процессами обезвоживания бертьерина. Температура, при которой происходит обезвоживание, зависит от размера минеральных частиц [Боева, 2016]. В связи с этим сначала происходит дегидроксилизация скрытокристаллического бертьерина-1, и позднее – более крупных игольчатых кристаллов бертьерина-2. Таким образом, полученный эндотермический эффект может служить подтверждением присутствия двух генераций бертьерина в исследуемых бокситах, различающихся по термическим свойствам.

В результате изучения бокситов КМА рентгеноспектральным и рентгенофазовым методами установлено, что специфической их особенностью является широкое развитие бертьерина. Бертьерин идентифицируется на дифрактограммах по интенсивным рефлексам 7.07–7.04 и 3.547–3.53 Å; каолинит – 7.19–7.17 и 3.58 Å; бемит – 6.14–6.1 и 3.17–3.16 Å, гиббсит – 4.85 и 4.38 Å, гематит – 2.7 и 2.52 Å (рис. 6).

В работах предыдущих исследователей по текстурным признакам и минеральному составу выделялось до 12 типов бокситов [Сиротин, Белявцева, 2016]. При изучении распределения породообразующих минералов в основных типах бокситов, по соотношению основных минералов (бемит, гиббсит, бертьерин, каолинит, гематит) нам удалось установить 5 минеральных типов бокситов. Тонкопористые, существенно бемитовые бокситы содержат бемита 70–80%, бертьерина и каолинита по 10–15%; в макропористых бертьерин-бемитовых разностях: бертьерина – 30–40%, бемита – 60–70%; в каолинит-гидрогематит-бертьерин-бемитовых; основных минералов – 5%, 5–10%, 10–15%, 70–80% соответственно; в псевдобобовых, существенно гиббситовых разностях бокситов: бертьерина 10–15%, гетита 5–10%. Количество остальных второстепенных минералов, присутствующих в разных сочетаниях, не превышает первых процентов. Таким образом, на территории КМА развиты очень своеобразные бертьериновые бокситы (см. рис. 6).

Проведенное изучение вещественного состава КВ, развитой по докембрийским сланцам, позволило выявить зональность формирования лате-

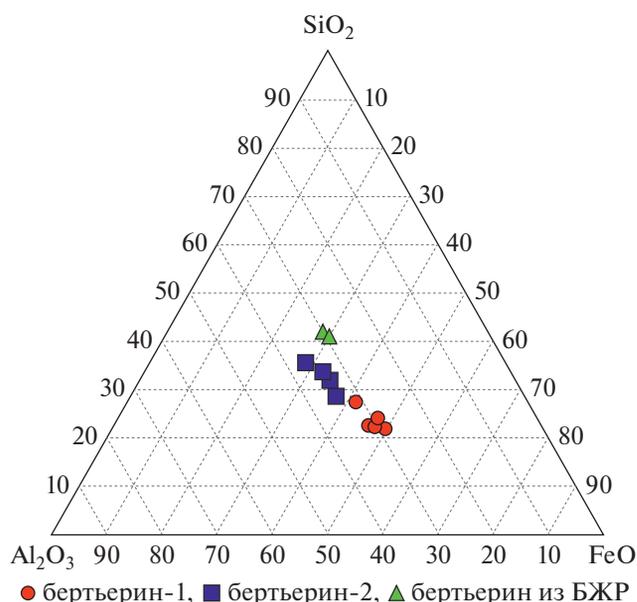


Рис. 5. Диаграмма составов бертьерина кор выветривания.

ритного профиля (табл. 1), для которой характерны нерезкие границы и вариации мощности отдельных зон. Минеральный состав верхней зоны полигенный и формировался при участии сингенетических, диагенетических и эпигенетических процессов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В имеющейся литературе присутствие в КВ бертьерина, который является железистым аналогом каолинита, обычно связывается с наложенными процессами, поскольку считается, что он не может формироваться в субаэральных условиях [Сиротин, Белявцева, 2016, с. 68]. По нашим данным, сингенетический бертьерин-1 образуется в тесной ассоциации с БЖР, при насыщении железом среды выветривания, и является естественной промежуточной сингенетической минеральной фазой при образовании бокситов. Наиболее значительные количества бертьерина-1 тяготеют к средним частям бокситовых залежей. Диагенетический бертьерин-2, развитый в зоне дебокситизации вместе с каолинитом, сидеритом, пиритом и другими вторичными минералами, формировался при подтоплении кор выветривания, перед ее перекрытием морскими осадками карбона. Бертьерин-2, в отличие от бертьерина-1, не имеет практического значения в качестве источника глинозема при прогнозе и оценке бокситоносности кор выветривания, развитых на сланцах.

Принятая ранее модель формирования бокситового профиля [Сиротин, Белявцева, 2016; Никитина, 1983; Клекль и др., 1991], согласно кото-

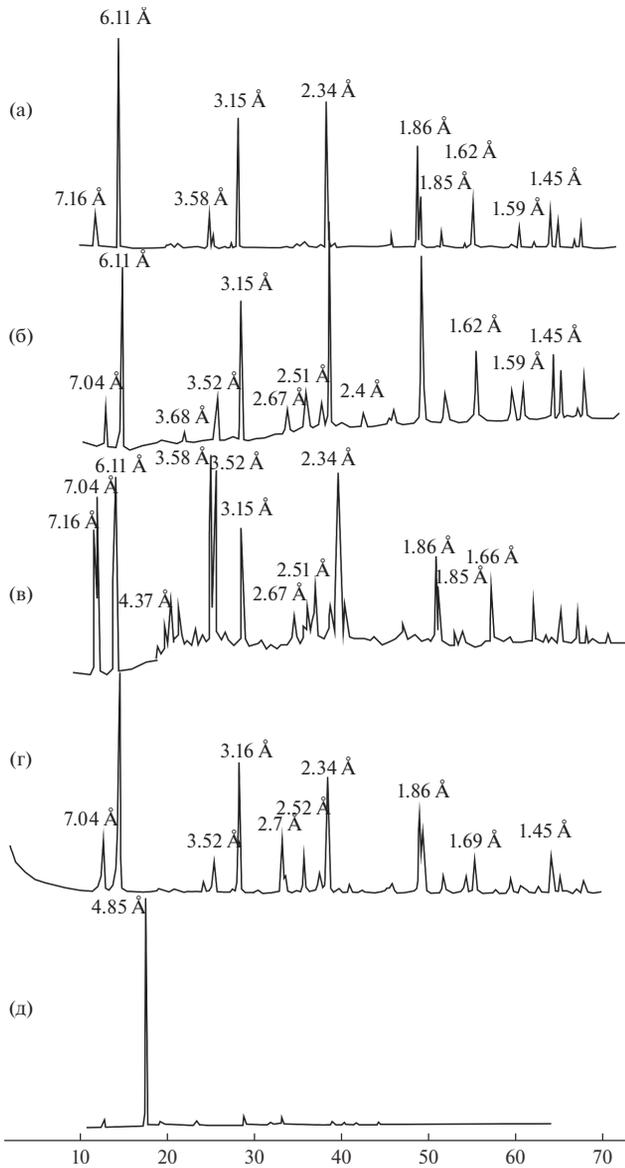


Рис. 6. Дифрактограммы бокситов. а – существенно бемитовый с каолинитом (Мелихово-Шебекинское месторождение); б – кавернозный бертьерин-бемитовый (Висловское); в – каолинит-бертьерин-бемитовый (Яковлевское); г – бурый каменистый гидрогематит-бертьерин-бемитовый (Мелихово-Шебекинское), д – гиббситовый (Ольховатское).

рой сначала образуются гиббситовые бокситы, а все остальные типы бокситов являются их производными при проточном гидролизе, нуждается в серьезной корректировке. Фактические данные свидетельствуют о непосредственном развитии бемита по бертьерину-1 и остаточному каолиниту с сохранением реликтовой слоистости. В аллитовой зоне, где основным минералом является бемит, уже начиналось формирование псевдобобовых текстур, характерных для гиббситовых бокситов. По-

следние развиты преимущественно в северной, самой приподнятой части визейского палеорельефа, характеризующейся наиболее интенсивным водообменом.

Наложенные процессы, действовавшие перед перекрытием коры выветривания морскими осадками, проявлены в верхних частях бокситовых залежей. На повышенных участках рельефа под верховыми болотами происходило обеление бокситов с выносом железа в пониженные участки. Но перед фронтом наступающего моря в основном происходили процессы оглеения аллитов с образованием бертьерина-2 и каолинита по минералам глинозема, шамозиту. После перекрытия коры выветривания известняками нижнего карбона, ведущим процессом эпигенетического преобразования бокситов стала карбонатизация верхних частей аллитного профиля. Наложенные на бокситы процессы привели к ухудшению их качества.

Широкое развитие бертьерина в бокситах установлено также в палеозойских месторождениях Среднего Тимана [Вахрушев и др., 2012] и Северной Онеги [Сиротин, Белявцева, 2008]. Латеритный профиль обычно развит на “зрелых” осадочных породах, близких по минеральному составу к выветрелым сланцам КМА. Во всех этих месторождениях бертьерин появляется уже в нижних частях коры выветривания, а затем наряду с гидроксидами глинозема (реже – железа), становится породообразующим минералом аллитов. Таким образом, условия формирования бокситов были близкими на всей территории Восточно-Европейской платформы. Они формировались на возвышенных участках болотистых приморских равнин в условиях обильного насыщения влагой и органическим веществом. В частности, на КМА образованию бокситов и БЖР на возвышающихся грядах, сложенных джеспилитами и сланцами, по времени соответствовало накопление угленосной формации на остальной части приморской равнины, а также в соседней Днепровско-Донецкой впадине. По сравнению с кайнозойскими, специфика выветривания в обстановке визейских ландшафтов характеризуется менее благоприятными условиями бокситообразования, связанными с затрудненным промывным режимом при выветривании.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение авторами настоящей работы полного разреза бокситоносных кор выветривания, в том числе зоны литомаржа, показало, что бертьерин в них является породообразующим минералом. Полученные новые данные заметно меняют имеющиеся представления об условиях образования и технологических характеристиках бокситов КМА.

Таблица 1. Схема зональности латеритной коры выветривания алюмосиликатных пород Белгородского района КМА (с использованием данных работы [Сиротин, Белявцева, 2016])

Зоны	Литология, мощность	Минералы
Верхняя аллитная, дебокситизации	Бокситы, белые, красно-бурые, пятнистые, пелитоморфные, массивные. Мощность 0.1–1.5 м.	Бемит, гиббит, бертьерин, оксиды железа, каолинит, карбонаты, сульфиды, шамозит
Средняя кондиционных бокситов	Бокситы пестроцветные, псевдобобовые, микропористые, слоистые. Мощность 3–5 м.	Бемит, бертьерин, гиббсит, каолинит, оксиды железа
Нижняя аллитная	Бокситы пестроцветные, зеленовато-серые, с реликтовой слоистой текстурой. Мощность 2–4 м.	Бемит, бертьерин, каолинит, оксиды железа
Литомаржа	Светлые, бледно-зеленые, бурые, мягкие, жирные на ощупь породы, с реликтовой слоистой текстурой сланцев. Мощность 10–40 м.	Каолинит, бертьерин, кварц, иллит, оксиды железа
Материнские породы дотурнейской КВ	Выветрелые сланцы, белесые, светло-серые, с пятнистым окраскованием. Мощность от 5 до 40 м.	Иллит 2M ₁ (по мусковиту), 3T (по биотиту), кварц, оксиды железа, иногда каолинит

Нам удалось установить, что существует две генерации бертьерина, ранняя из которых является естественной промежуточной минеральной фазой, которая образуется в процессе формирования бокситов при насыщении железом среды выветривания. Это позволило обосновать определенный этап в эволюции процессов бокситообразования в истории Земли, в течение которого формировались палеозойские месторождения.

Формирование коры выветривания сланцев, также как и богатых железных руд, происходило в 4 этапа [Никулин, 2013; Никулин, Савко, 2015; Никулин, 2017; Савко, 1984; Савко, Хожайнов, 1975]. Первый этап, дотурнейский, был связан с образованием иллит-каолинитового профиля. На втором, позднедотурнейском–ранневизейском этапе, сформировался латеритный профиль на уцелевших от размыва, выветрелых докембрийских сланцах. В это время образовались основные минералы бокситов – бемит, гиббсит, сингенетический бертьерин, оксиды железа. Остаточные образования дотурнейской коры выветривания представлены каолинитом, иллитом, гематитом, гетитом и устойчивыми к выветриванию акцессорными минералами. На последующих двух этапах, когда происходили диагенетические и эпигенетические преобразования КВ, сформировались наложенные бертьерин, каолинит, шамозит, сидерит, кальцит, пирит. Эти минералы слагают зону дебокситизации мощностью от 10 см до 1.5 м.

Проведенные исследования позволили обосновать специфический тип бертьериновых бокситов, формировавшихся в платформенных обстановках позднего палеозоя. Аллиты этого времени отличаются от более поздних разновидностей

аллитов геосинклинального (средиземноморского) типа (“терра-росса”), развитых в терригенно-карбонатных толщах триаса–неогена, и от латеритных покровов эоцен-четвертичного возраста тропических стран меньшими масштабами и пониженными содержаниями глинозема. Палеозойские месторождения бокситов, приуроченные к присклоновым частям угленосных бассейнов, тяготеют к широкой полосе, протягивающейся от Эршайра (Шотландия), через Восточно-Европейскую платформу, Урал, юг Сибири и весь Китай вплоть до его юго-восточного окончания [Зинчук и др., 2005, 2007, 2008]. На всей этой территории, расположенной в раннем карбоне в экваториальной зоне, господствовал влажный тропический климат, благоприятный для формирования аллитов. Бертьериновая разновидность аллитов представляет специфическое звено в эволюции процессов бокситообразования в истории Земли.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность академику РАН Н.С. Бортникову за ценные замечания в процессе работы над рукописью.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания № 0136-2018-0025.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Боева Н.М. Размерный эффект и органическое вещество как факторы эволюции минералообразования в

зоне гипергенеза. Синхронный термический анализ / Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2016. 22 с.

Вахрушев А.В., Лютов В.П., Силаев В.И. Кристаллохимические особенности железистых минералов в бокситах Вежаю-Ворыквинского месторождения (Средний Тиман) // Вестник Института Коми УрО РАН, Сыктывкар. 2012. № 10. С. 14–18.

Железные руды КМА / Под ред. В.П. Орлова, И.А. Шевырева, Н.А. Соколова. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 2001. 516 с.

Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Историческая минерагения / В 3-х томах. Т. 1. Введение в историческую минерагению. Воронеж: ВГУ, 2005. 587 с.

Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Историческая минерагения / В 3-х томах. Т. 2. Историческая минерагения древних платформ. Воронеж: ВГУ, 2007. 570 с.

Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Историческая минерагения / В 3-х томах. Т. 3. Историческая минерагения подвижных суперпоясов. Воронеж: ВГУ, 2008. 622 с.

Клекль В.Н., Никитина А.П., Талько Ю.К. Минерало-технологические особенности латеритных бокситов КМА // Кора выветривания. 1991. Вып. 20. С. 157–165.

Никитина А.П. Факторы сохранности месторождений латеритных бокситов Европейской части СССР // Кора выветривания. 1983. Вып. 18. С. 126–137.

Никулин И.И. Бертьерин – главный силикат месторождений богатых руд КМА // Вестник Воронеж. гос. университета. Сер. Геология. 2013. № 1. С. 89–97.

Никулин И.И. Геология и генезис месторождений гипергенных железных руд (на примере Курской магнитной аномалии) / Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук: 04.00.11. М.: МГУ, 2017. 442 с.

Никулин И.И., Савко А.Д. Железорудные коры выветривания Белгородского района Курской Магнитной аномалии // Труды НИИ Геологии Воронежского гос. университета. 2015. Вып. 85. 102 с.

Савко А.Д. Фанерозойские коры выветривания и связанные с ними отложения Воронежской антеклизы, их неметаллические полезные ископаемые / Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук: 04.00.21. Воронеж: ВГУ, 1984. 551 с.

Савко А.Д., Хожяинов Н.П. Этапы формирования кор выветривания в верхнем протерозое и палеозое Воронежской антеклизы // Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежского гос. ун-та, 1975. С. 49–59.

Сиротин В.И., Белявцева Е.Е. Бокситы КМА // Труды НИИ геологии Воронежского гос. университета. 2016. Вып. 93. 104 с.

Сиротин В.И., Белявцева Е.Е. О соотношении промывного и проточного гидролиза в образовании бокситов (на примере КМА и Северной Онеги) // Вестник Воронежского гос. университета. Сер. Геология. 2008. № 2. С. 44–53.

Damyantov Z., Vassileva M. Authigenic phyllosilicates in the middle Triassic Kremikovtsi sedimentary exhalative siderite iron formation, Western Balkan, Bulgaria // Clays and Clay Minerals. 2001. V. 49. P. 559–585.

Berterien Boxites of the Kursk Magnetic Anomaly (KMA)

A. D. Savko^{1, *}, M. Yu. Ovchinnikova¹, and N. M. Boeva^{2, **}

¹ Voronezh State University, Universitetskaya pl., 1, Voronezh, 394018 Russia

² Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: asavko@geol.vsu.ru

**e-mail: boeva@igem.ru

Studying with precision methods the mineral composition of KMA bauxites made possible to re-evaluate the conditions of their formation. They are confined to the upper part of the Early Carboniferous laterite crust of weathering on biotite-muscovite schists and occur among the jaspilites of the early Proterozoic of the Belgorod ore region, In the northern part of the region, pseudo-bean gibbsite prevail, in the southern – boehmite varieties with an inherited layered texture of parent rocks. In the bauxites considered, berthierin is widely spread. Along with aluminum hydroxides, it is a rock-forming mineral. This made it possible to substantiate the special berthierin type of bauxite characteristic of their Paleozoic deposits. They are usually confined to the sloping parts of coal-bearing basins and reflect a certain stage in the evolution of bauxite formation processes in the history of the Earth.

Keywords: bauxite, rich iron ores, weathering crust, boehmite, gibbsite, berthierin.

УДК 551.79:551.311.2.051:552.5(470.1)

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АКВАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КВАРТЕРА НА СЕВЕРЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

© 2021 г. Л. Н. Андреичева*

*Институт геологии им. акад. Н.П. Юшкина Коми научного центра УрО РАН,
ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия*

**e-mail: andreicheva@geo.komisc.ru*

Поступила в редакцию 22.09.2019 г.

После доработки 25.02.2020 г.

Принята к публикации 14.08.2020 г.

Исследованы литологические особенности межморенных аквальных (водных) отложений с целью оценки возможностей их использования для стратиграфического расчленения и корреляции, проведения палеогеографических реконструкций и определения положения источников сноса терригенного материала во время их формирования. Приводятся результаты литологического изучения аквальных образований квартера на территории Европейской Субарктики России, представленных различными генетическими типами осадков, часто с весьма специфическими признаками. На основе текстурно-структурных характеристик в разрезе неоплейстоцена выявлены отложения аллювиального, озерного, флювио- и лимногляциального генезиса.

Ключевые слова: литология, квартал, аквальные отложения, аллювий, лимний, флювио- и лимногляциальные осадки.

DOI: 10.31857/S0024497X2101002X

Статья посвящена изучению литологических особенностей межледниковых аквальных отложений квартера севера Восточно-Европейской равнины, представленных аллювиальными, озерными, флювиогляциальными, озерно-ледниковыми и морскими осадками. На рис. 1 приведена схема расположения береговых обнажений и скважин, в которых вскрываются исследованные отложения. Получение детальной литологической характеристики межморенных образований необходимо для оценки возможности использования гранулометрических и минералогических данных для фациально-генетического и стратиграфического расчленения осадочных толщ и корреляции, для выяснения условий седиментации и проведения палеогеографических реконструкций. Решение этой задачи представляется актуальным, поскольку картирование отложений квартера, как известно, проводится по результатам выяснения их генетической и возрастной принадлежности, а также особенностей площадного распространения. Кроме того, одной из задач настоящей работы являлось выяснение местоположения геологических объектов, за счет обломочного материала которых формировались межморенные образования. Поскольку основой фациально-генетических исследований является структурно-текстурный ана-

лиз отложений, в процессе работы изучались, главным образом, береговые обнажения, в которых на дневную поверхность выходят отложения с возрастом не древнее средне-позднеплейстоценового, и в меньшем объеме исследовался скважинный материал. Мощность межморенных осадков на исследованной территории различна и варьирует от первых метров до нескольких десятков метров.

Аллювий является одним из основных генетических типов континентального осадочного комплекса четвертичных отложений и важным звеном при палеогеографических реконструкциях. Аллювиальные отложения имеют широкое распространение, слагая как современные речные террасы, так и межледниковые толщи неоплейстоцена. В разрезах ископаемого аллювия вскрываются, в основном, довольно хорошо отсортированные осадки прирусловых отмелей фации русла реки. Систематически и целенаправленно аллювиальные отложения на востоке Европейской Субарктики России ранее не изучались. Исследованиями Е.В. Шанцера [1980], Ю.А. Лаврушина [1963] и других авторов установлено, что соотношение фациальных типов осадков в структуре аллювиальных толщ определяется климатом.

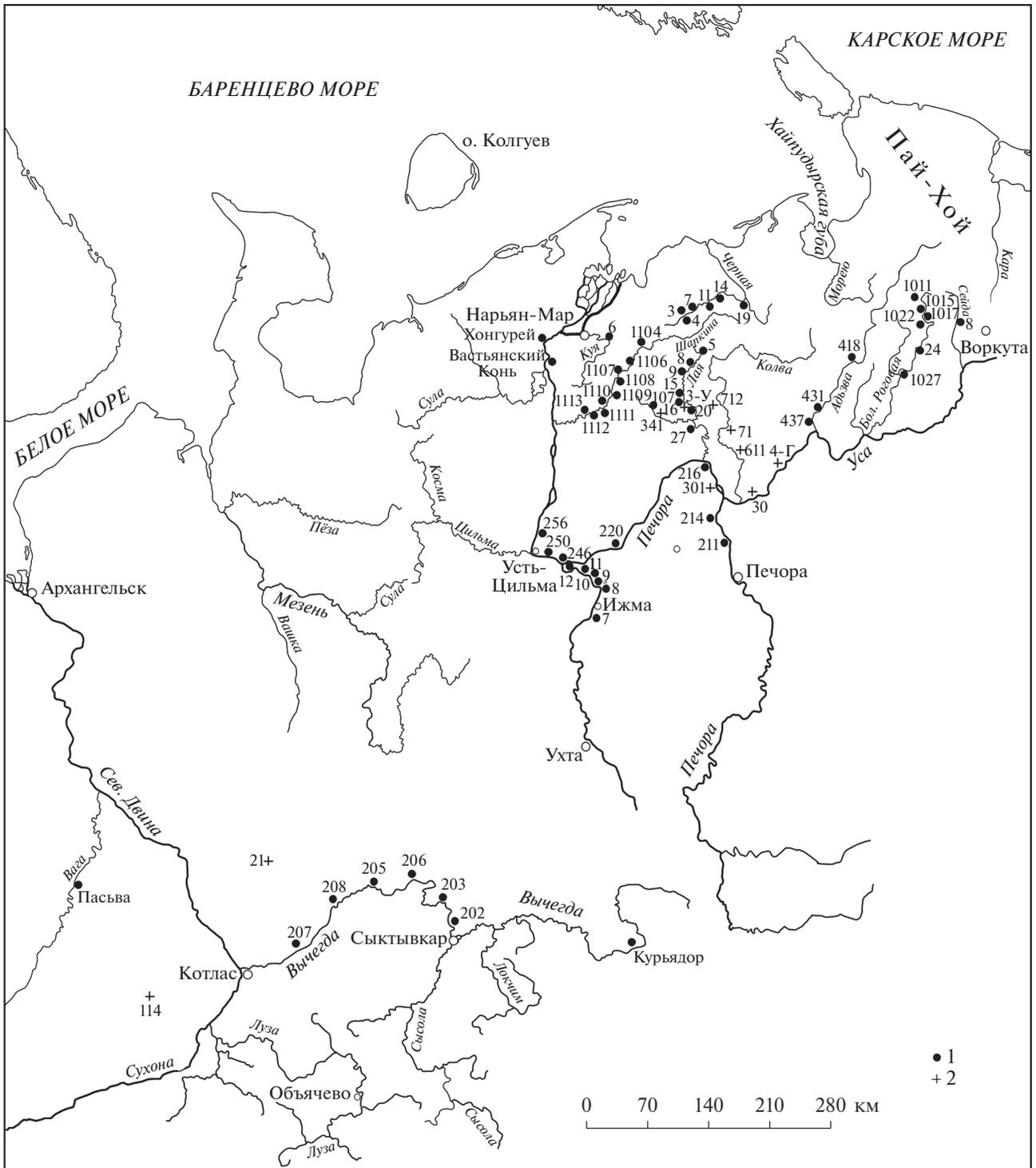


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов.
1 – обнажения, 2 – скважины.

Формирование озерных отложений – класто-генных, органических или химических, также в значительной степени обусловлено климатическими условиями. Так, в холодных областях Европейского Северо-Востока, где химические процессы

выветривания подавлены, в основном отлагаются кластогенные осадки: алевриты и глины, мелко-средне- и разномерные пески. Четвертичный лимний здесь представлен темноокрашенными песчано-глинистыми разностями, с буроватым,

голубоватым и сизым оттенками и имеющими пластичную до текучей консистенцию. Темная окраска в них определяется присутствием продуктов распада органического вещества или сульфидов, в частности пирита [Градзинский и др., 1980]. Иногда в лимнических отложениях наблюдаются псевдоморфозы пирита по растительным остаткам. Не обладая какими-либо ярко выраженными диагностическими признаками, озерные отложения, тем не менее, имеют ряд характерных особенностей, позволяющих идентифицировать их в разрезах. При накоплении толщ лимнических осадков ниже уровня воздействия волн мощность их хорошо выдерживается по латерали. Для них типичны тонкая горизонтальная, иногда ленточная слоистость, парагенетическая связь с аллювием и болотными образованиями и присутствие в лимнии растительного детрита.

Формирование флювиогляциальных отложений происходит за счет аккумулятивной деятельности турбулентных потоков талых ледниковых вод, главным образом, в регрессивную фазу оледенения, иногда при наступании ледника. Основным источником терригенного материала при их образовании являются морены. Чаще всего в разрезах скважин и в береговых обнажениях межморенные горизонты представлены фрагментами толщ погребенных флювиогляциальных отложений, связанных с деградацией либо повторным наступанием ледника, и подстилают или перекрывают морену. Наиболее достоверно флювиогляциальные осадки диагностируются, если они сформированы на стадии деградации оледенения и выражены в рельефе, то есть представляют собой озы, камы или зандры.

Лимногляциальные отложения широко распространены на Европейском Северо-Востоке России и представлены глинами и алевритами различной окраски, с хорошо выраженной ленточной слоистостью, указывающей на сезонную периодичность смены гидродинамических обстановок во время накопления осадков. Мощность этих отложений в изученных разрезах составляет 2–3 м. В ленточнослоистых отложениях темные глинистые “ленты” обычно тоньше светлых, местами же наблюдается обратная картина: темные “ленты” становятся толще светлых.

В межледниковые эпохи неоплейстоцена территория прибрежной арктической равнины Европейского Северо-Востока, частью которой является север Печорской низменности, неоднократно подвергалась морским трансгрессиям, в результате которых накапливались морские отложения, слагающие в ряде разрезов межледниковые горизонты.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Во время полевых работ в береговых обнажениях было проведено послойное описание разрезов и выполнен отбор литологических образцов. Особое внимание при изучении разрезов уделялось седиментологическим признакам: особенностям залегания пород, характеру контактов между слоями пород различных генетических типов, текстурно-структурным особенностям отложений. Для выяснения генезиса межморенных образований было проведено детальное исследование их текстурно-структурных характеристик с учетом представлений, изложенных в работах [Ботвинкина, 1962, 1965; Рейнек, Сингх, 1981; Селли, 1981; Обстановки осадконакопления ..., 1990; Facies Models ..., 1992; Boggs, 1995]. При изучении аквальных отложений выявление особенностей присущей им слоистости является необходимым, поскольку именно текстурные признаки играют наиболее важную роль при диагностике условий их образования. Для определения возраста межморенных толщ использовались данные палинологического и палеомикротириологического анализов [Андреичева и др., 2015; Дурягина, Коноваленко, 1993; Кочев, 1993].

Для получения структурной характеристики и выделения генетических типов аквальных отложений был изучен их гранулометрический состав с применением ситового и пипеточного методов [Качинский, 1958]. В отложениях, кроме того, определялась суммарная карбонатность — содержание карбонатного материала, растворимого в 2%-ном растворе соляной кислоты. Результаты анализа интерпретировались с помощью гистограмм и кумулятивных кривых, для всех образцов были посчитаны средние диаметры зерен (d_{cp}) и коэффициенты сортировки (S_c). Коэффициент сортированности осадков выражен через нормированную энтропию [Белкин, Рязанов, 1972], которая изменяется от нуля до единицы и растет в направлении увеличения сортированности: при наихудшей сортировке $S_c = 0$, для однофракционных отложений $S_c = 1$.

С целью выявления критериев для стратиграфического расчленения отложений и определения местоположения источников сноса обломочного материала во время формирования водных осадков изучался их минеральный состав. Минералогический анализ был выполнен для мелкопесчаной фракции (0.25–0.1 мм), как наиболее представительной в изученных отложениях по своему объему и по набору “тяжелых” минералов. Важными аспектами работы являлись диагностика тяжелых минералов и реконструкция процессов их накопления в отложениях. В ряде случаев проведению детального минералогического анализа препятствовало незначительное содержание песчаного материала в тонкозернистых осадках.

Исследование минерального состава отложений квартера на изученной территории имеет важное прикладное значение, поскольку с отдельными генетическими типами, в частности с аллювием, связаны месторождения полезных ископаемых: стройматериалов, природных вод, россыпей ценных минералов.

Методом рентгенодифрактометрического анализа в ориентированных препаратах был исследован минеральный состав глинистой фракции (менее 0.001 мм) межморенных отложений.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Аллювиальные отложения

Поскольку формирование аллювия определяется гидродинамическими условиями, составом размываемых пород и дальностью транспортировки обломочного материала, аллювиальные отложения характеризуются значительным разнообразием гранулометрического состава. Для типичных разрезов аллювия характерна последовательность отложений (рис. 2) с изменением гранулометрического состава осадков снизу—вверх по разрезу от относительно грубых до мелко- и тонкозернистых [Allen, 1965]. На рассматриваемой территории, большая часть которой находится в субарктической зоне, межморенный аллювий представлен преимущественно хорошо сортированными русловыми осадками. Доминирующая роль руслового аллювия отмечалась Ю.А. Лаврушиным [1963] и в строении аллювиальных свит рек Енисея, Индигирки, и их притоков. По его мнению, эта особенность, вероятно, обусловлена отсутствием резко выраженных паводков и половодий в реках субарктической зоны.

Чирвинский (лихвинский) аллювий (Q_{II}^{1c}) редко вскрывается в береговых обнажениях и присутствует в основании разреза квартера, видимая мощность его обычно не превышает 1–5 м. На значительной части Европейского Севера России чирвинский межледниковый горизонт вскрыт скважинами. Аллювий, отлагавшийся в период чирвинского межледниковья, приурочен к погребенным палеодолинам, выполняет эрозионные врезы в помусовских (окских) и более древних отложениях и сложен средне- и хорошо отсортированными песками (S_c 0.39–0.79). Наилучшим образом сортированы мелкозернистые аллювиальные пески на Печоре и Ижме (S_c 0.54–0.79). В восточной части региона, в долине р. Адзвы, песчаный аллювий характеризуется наиболее крупной зернистостью (d_{cp} 0.460 мм), что, вероятно, объясняется более активными гидродинамическими условиями среды осадконакопления, фациальными особенностями песков, а также близостью гряды Чернышева и Уральской горной системы.

Кроме того, разнообразие гранулометрического состава аллювия тесно связано с различиями в составе размываемых пород и дальности транспортировки обломочного материала.

Минеральные ассоциации четвертичных аллювиальных отложений разного возраста в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе характеризуются сходством состава тяжелой фракции, в отличие от аллювия горных районов, где наблюдаются резкие изменения на площади в связи с разнообразием питающих провинций и их частой сменой вдоль долины реки. Это сходство обусловлено тем обстоятельством, что на территории исследования основным источником материала при формировании аллювия были морены и генетически связанные с ними отложения. И только там, где дополнительными источниками питания являлись коренные породы гряды Чернышева, Урала и Тимана, минеральные ассоциации аллювиальных отложений формировались под влиянием этих горных систем. В тяжелой фракции аллювия преобладают эпидот, гранаты и амфиболы, подчиненное значение имеют ильменит, сидерит и пирит, хотя в ряде случаев они могут входить в группу основных минералов ассоциации. Второстепенными являются минералы группы титановых — рутил, титанит, лейкоксен, группы метаморфических — кианит, ставролит и силлиманит, а также циркон, апатит, пироксен, реже магнетит.

Минеральный состав чирвинского аллювия (табл. 1) изучен в нескольких разрезах: на северо-востоке региона в долинах рек Колвы (скв. 712), Адзвы (обн. 437) и на юге рассматриваемой территории — в нижних течениях рек Ижмы (обн. 12) и Вычегды (обн. 208-Слободчиково). Выход тяжелой фракции (ВТФ) из аллювия, вскрытого в скв. 712, составляет 0.28%, она образована пирит (12%)—сидерит (16%)—эпидотовой (32%) ассоциацией; доля амфиболов в ней составляет 7%. Аллювиальные отложения, вскрывающиеся в обн. 437, характеризуются более высоким ВТФ — 0.65%, в составе тяжелой фракции преобладают эпидот (41%) и гранаты (16%), ильменита — 8%, амфиболов — 5%. Содержание титановых минералов заметно повышено — до 12%, метаморфических минералов — 6%. В аллювии долины р. Ижмы (обн. 12) отмечается наиболее высокий ВТФ — 0.98%, тяжелая фракция здесь представлена гранат (16%)—эпидот (25%)—амфиболовой (45%) минеральной ассоциацией. В аллювиальных песках из обн. 208 тяжелая фракция составляет 0.69%, она образована эпидот (19%)—амфибол (27%)—гранатовой (29%) минеральной ассоциацией и характеризуется повышенной концентрацией метаморфических минералов — 9%, обусловленной присутствием большого количества кианита (6%). Высокое содержание амфиболов и гранатов в аллювии рек Ижмы и Вычегды позволяет связывать формирование этих отложений с помусовской



Рис. 2. Строение аллювия, слагающего первую надпойменную террасу р. Вычегды (обн. Черный Яр).

мореной, которая образовалась здесь за счет материала, принесенного из Фенноскандинавии и Тиманского кряжа. Для аллювия северо-востока Тимано-Печоро-Вычегодского региона характерны повышенные концентрации эпидота и низкие — амфиболов и гранатов, в сравнении с более южным и центральным районами. В настоящее время данные о составе подстилающей помусовской морены для этой части региона отсутствуют. Однако можно предположить, что минеральный состав чирвинского аллювия формировался в ре-

зультате размыва пород из недалеких источников — пермских терригенных отложений, развитых восточнее (в бассейнах рек Бол. Роговой и Сейды), тяжелая фракция которых на 60% состоит из минералов группы эпидота—цоизита [Чалышев, Варюхина, 1968], а также уральских пород, для которых эпидот является типичным минералом. В аллювии долины р. Колвы заметно повышены содержания пирита и сидерита, что, возможно, указывает на возросшую роль в процессе осадко-

накопления пород верхнего триаса, обогащенных сидеритом и сидеритовыми стяжениями.

Родионовский (шкловский) аллювий (Q_{II}^{3r}) представлен преимущественно мелко- и среднезернистыми (d_{cp} 0.062–0.368 мм) хорошо отсортированными песками (S_c 0.43–0.82). Степень сортированности алевритов пойменной фации ниже и составляет 0.35–0.52, средний диаметр зерен колеблется от 0.030 до 0.071 мм. Наиболее грубозернистым составом характеризуется родионовский аллювий бассейнов рек Адзвы и Ижмы (d_{cp} 0.368–0.211 мм), а самым тонкозернистым – аллювий рек Шапкиной, Лаи и Колвы. На р. Ижме более значительная крупность аллювия объясняется близостью Тимана, а на р. Адзве, как уже отмечалось, близким расположением Уральских гор и гряды Чернышева. Аллювий, сформированный в условиях высокоширотного седиментогенеза, обычно характеризуется более низкой степенью сортированности мелкозема [Страхов, 1962]. Однако при сопоставлении гранулометрического состава аллювия, представленного в разрезах северных и южных районов исследованной территории, отчетливо выраженных закономерностей в изменении сортировки обломочного материала в меридиональном направлении не выявлено. Напротив, на крайнем севере региона, на нижней Печоре (обн. Хонгурей-1), аллювий, по нашим данным, лучше отсортирован (S_c 0.82). В пределах региона степень сортированности мелкозернистых фракций аллювиальных отложений практически одинакова.

В родионовском аллювии основной части Европейского Севера России выход тяжелой фракции изменяется от 0.52 до 0.70%, существенно возрастающая в южных районах (см. табл. 1). На севере региона в ее составе заметно повышается содержание эпидота – до 39% и амфиболов – до 18%, а в аллювии обн. Хонгурей-1 – гранатов (до 21%). В долине р. Черной тяжелой фракция аллювия, кроме того, обогащена минералами, отсутствующими в аллювиальных отложениях юга и востока региона, – пиритом (15%) и сидеритом (17%). В отдельных разрезах центральной части Печорской низменности (Акись-214) отмечаются аномально высокие концентрации ильменита (23%) и циркона (11%), обусловленные вероятно, тонкозернистым гранулометрическим составом осадков. На востоке рассматриваемой территории в тяжелой фракции аллювия доминирует эпидот (38–39%), отмечается повышенное содержание ильменита (до 11%). По-видимому, образование аллювия здесь происходило в результате размыва подстилающей печорской морены, сформированной при участии материала Северо-Восточной терригенно-минералогической провинции, для которой характерны эпидот и ильменит [Батулин, 1947] и обогащенной этими минералами на всей территории

Тимано-Печоро-Вычегодского региона [Андреичева, 2012; Андреичева и др., 2015]. В восточных районах источником повышенных концентраций ильменита и лейкоксена в аллювии могли быть метапелиты Париквасьшорского блока Полярного Урала. На юге региона (долины рек Ижмы и Вычегды) в родионовском аллювии выход тяжелой фракции заметно повышен – 1.19–1.68%, сложена она эпидотом (21%)–амфиболом (23%)–гранатовой (25%) минеральной ассоциацией с повышенными концентрациями ильменита (8%) и метаморфических минералов (7%).

Сулинский (микулинский) аллювий (Q_{III}^{1s}) на крайнем севере (низовье р. Печоры) в обнажениях Хонгурей, Вастьянский Конь и в разрезах р. Куи сложен мелко- и тонкозернистыми песками, средний диаметр зерен в которых составляет 0.125–0.112 мм. Степень сортированности сулинского аллювия, как и родионовских аллювиальных отложений, здесь выше (S_c 0.60–0.77), чем в более южных районах Печорской низменности. В центральной части Большеземельской тундры, в долине р. Лаи, сулинский аллювий сложен хорошо сортированным (S_c 0.55–0.60) мелкозернистым песком, средний диаметр зерен в нем составляет 0.112–0.191 мм. На северо-востоке региона в береговых обнажениях р. Бол. Роговой сулинские аллювиальные отложения представлены мелкозернистым (d_{cp} 0.154 мм) хорошо сортированным песком (S_c 0.70). В южной части региона, в долинах Ижмы и Уфтюги (скв. 114), аллювий сложен средне- и мелкозернистым песком (d_{cp} 0.390–0.132 мм) с наиболее низкой степенью сортированности обломочного материала (S_c 0.43–0.44) на территории исследований.

Минеральный состав тяжелой фракции сулинского аллювия приведен в табл. 1. В обнажениях нижней Печоры – Вастьянский Конь и Хонгурей, и в низовье р. Куи аллювий содержит 0.33–0.62% минералов тяжелой фракции, слагающих сходные минеральные ассоциации с преобладающим эпидотом (26–31%), гранатов (19–27%) и амфиболов (17–20%). Титановые минералы составляют 6–9%, метаморфические – 3–7%. Для аллювия в обн. Вастьянский Конь характерно высокое содержание апатита – 8.3%. В долине р. Лаи минеральный состав сулинского аллювия изучен в нескольких разрезах. Тяжелая фракция, средний выход которой в русловом аллювии составляет 0.68%, характеризуется гранатом (17%)–эпидотовой (30%) минеральной ассоциацией с повышенными до 9% концентрациями амфиболов и ильменита. На титановые минералы приходится в среднем 11%, иногда их количество увеличивается до 15% за счет высокого (до 11%) содержания лейкоксена. Аномально высоким является содержание магнетита: в среднем 8%, в отдельных пробах достигает 17–22%. ВТФ В сулинском аллювии долины

Таблица 1. Средний минеральный состав тяжелой фракции в четвертичном аллювии Европейского Северо-Востока России, об. %

Местоположение изученных разрезов (в долинах рек)	Колва	Адзья	Ижма	Вычегда	Хонгурей	Черная	Шапкина	Акись	Адзья	Бол. Роговая	
	Чирвинский					Родионовский					
возраст аллювия											
Выход тяжелой фракции (ВТФ), мас. %	0.28	0.65	0.98	0.69	0.52	0.70	0.65	0.64	0.69	0.65	
Ильменит	1.1	8	4.1	3.5	8.6	2.1	2.2	22.6	11.4	10.5	
Эпидот	31.9	40.7	24.6	18.7	25.7	30.8	39.2	27.2	39.1	37.9	
Амфибол	7.1	5.3	45.1	26.7	17.9	13.6	17.6	7	7	7.1	
Гранат	7.9	15.5	16.1	28.6	20.7	9.6	7.3	17.4	15.3	9.1	
Пирит	11.8	0.3	0	0	0	14.6	0.8	0	0	7.7	
Сидерит	15.9	0.5	0	0	0.1	17	12.2	0.7	5.2	8.8	
Циркон	1.3	1.4	0.9	0.8	1.5	0.04	3.7	10.5	1.1	4	
Группа титановых минералов	4.5	11.9	5.4	4.3	7.5	2.4	6.9	9.3	14.1	11.6	
Группа метаморфических минералов	1.8	5.5	0	8.9	4	0.7	1.1	1.2	2	0.7	
Апатит	4.2	1.3	3.7	1.7	3.9	1.1	0.7	0.1	1.9	1.1	
Пироксен	1	0.7	0.1	4.1	5.8	1.1	1.3	0.3	0	0.4	
Местоположение изученных разрезов (в долинах рек)	Ижма	Вычегда	*ВК	Хонгурей	Куя	Лая	Ижма	Уфюга	Лая	Вычегда	Илеша
возраст аллювия											
	Сулинский					Бызовской					
Выход тяжелой фракции (ВТФ), мас. %	1.19	1.68	0.62	0.33	0.45	0.68	0.59	1.52	1.04	1.73	
Ильменит	8.1	7.2	3.6	5.4	7	9.1	7.3	1.6	14.3	5.7	0
Эпидот	23.3	18	31.4	29.4	26	29.5	22.3	12.6	35.8	15.2	18
Амфибол	22.2	24	17.3	18.7	20.4	9	12.8	36.9	5.8	25.8	56
Гранат	23.5	26.2	19.1	18.7	26.6	17.3	23.5	32.7	17.9	30.6	13
Пирит	0.1	0	0	0	ед. зн.	0.8	0.1	2.2	0	0	0
Сидерит	0	0	3.2	0	0	2.1	0	0.3	0.2	0	0
Циркон	2.1	2.2	1.5	1.2	1.1	2.7	2	0.6	1.8	1.6	0
Группа титановых минералов	6.9	3.9	8.9	7.2	5.8	11.4	5.3	1.4	15.9	3.3	3.5
Группа метаморфических минералов	5.2	8.1	3	5.5	6.9	2.2	6.6	3.3	2.6	6.2	3.5
Апатит	2.7	1.3	8.3	2.6	2.5	1.7	2.2	1.2	0.4	1.4	0
Пироксен	0.7	2.5	2	5.2	4.2	0.8	0.6	2.7	0.6	4.7	0

Примечание. * ВК — обн. Вастьянский Конь.

р. Ижмы ВТФ составляет 0.59%; тяжелая фракция сложена амфибол (13%)—эпидот (22%)—гранатовой (24%) минеральной ассоциацией с несколько повышенными содержаниями ильменита (7%), метаморфических (7%) и титановых (5%) минералов. На р. Уфтьеге в скв. 114 аллювий характеризуется высоким выходом тяжелой фракции (1.52%), в составе которой доминируют амфиболы (37%), гранаты (33%) и эпидот (13%). Минеральный состав с преобладанием амфиболов и гранатов, вероятнее всего, свидетельствует об образовании сулинского аллювия за счет размыва вычегодской (московской) морены, сформированной под влиянием Фенноскандинавского центра оледенения [Останин, Левина, 1986; Андреичева, 2002].

Бызовской (ленинградский) аллювий (Q_{III}^{3bz}) установлен и изучен в трех береговых обнажениях с довольно представительными разрезами, в которых выделяются отложения русловой и пойменной фаций, сложенные желтовато-бурыми мелкозернистыми песками и алевритами с тонкой горизонтальной и субгоризонтальной слоистостью. Наиболее полно аллювий изучен на крайнем севере региона, долине р. Черной, где в его в строении преобладает русловая фация — хорошо сортированные крупные алевриты (S_c 0.81, d_{cp} 0.060 мм). Пойменный аллювий представлен менее сортированными осадками (S_c 0.51), со средним диаметром зерен 0.049 мм. Южнее в бассейне р. Шапкиной степень сортированности мелкозема ниже (0.45), а d_{cp} составляет 0.098 мм. На р. Лае русловые мелкозернистые пески (d_{cp} 0.131 мм) характеризуются наиболее высокой степенью сортировки S_c 0.86. Бызовской аллювий на юге региона в долине р. Вычегды, а также на междуречье Пинеги и Илещи (скв. 21), сложен хорошо сортированными мелкозернистыми песками (d_{cp} 0.116–0.127 мм) с коэффициентами сортировки 0.61 и 0.48 соответственно.

Минеральный состав бызовского аллювия изучен в береговых обнажениях на реках Лае, Вычегде и в скв. 21 на междуречье Пинеги и Илещи (см. табл. 1). В аллювии р. Лаи выход тяжелой фракции составляет 1.04%. В ее составе преобладает эпидот (36%), присутствуют гранаты (18%) и ильменит (14%), аномально высокие содержания характерны для минералов группы титановых (16%), среди которых доминирует лейкоксен (10%). В долине р. Лаи повышенное количество лейкоксена установлено в среднеплейстоценовых моренах, а также в сулинском и лайском горизонтах верхнего неоплейстоцена, что указывает, вероятно, на поступление этого минерала из Канино-Тиманского региона, где широко развиты метаморфизованные образования рифея и различные кластогенные породы с комплексом высокоустойчивых акцессорных минералов. Бызовский аллювий на р. Вычегде характеризуется высоким содержанием тяжелой

фракции (в среднем 1.73%). Представлена она эпидот (15%)—амфибол (26%)—гранатовой (31%) минеральной ассоциацией с повышенным количеством метаморфических минералов (в среднем 6%). В аллювиальных отложениях, вскрытых скв. 21, в составе тяжелой фракции резко доминируют амфиболы (56%), присутствует эпидот (18%), гранатов немного (13%), на минералы титановой и метаморфической групп приходится по 3.5%.

В заключение можно отметить, что изменчивость гранулометрического состава осадков в разрезе бызовского аллювия обусловлена фаціальными особенностями отложений этого типа, тогда как площадные вариации — гидродинамическим режимом формирующей его реки, типом размывающихся пород, характером рельефа и площадью водосбора. Латеральные изменения минеральных ассоциаций тяжелой фракции разновозрастного аллювия, в первую очередь, связаны с особенностями вещественного состава подстилающих морен, образовавшихся за счет разных питающих терригенно-минералогических провинций — Северо-Восточной и Северо-Западной. Кроме того, в формирование минерального состава аллювия заметный вклад внесли коренные породы Урала, Тимана, гряды Чернышева и породы недалеких источников сноса, о чем убедительно свидетельствуют вариации содержаний эпидота, ильменита, амфиболов, гранатов, пирита и сидерита. Однако стратиграфическое расчленение аллювиальных отложений на основе литологических данных в настоящее время не представляется возможным.

Озерные отложения (лимний)

Озерные отложения (лимний) представлены преимущественно алевритами и глинами с тонкой горизонтальной или субгоризонтальной слоистостью (рис. 3). Для разрезов озерных осадков характерна регрессивная последовательность, отражающая постепенный переход от субаквальных глин и алевритов глубокой части озера, лежащих в основании озерного циклита, к гранулометрически более грубозернистым пескам и галечно-гравийным отложениям, накапливающимся вблизи берегов озер и залегающим в верхней части разреза [Boggs, 1995]. Озерные осадки, отлагавшиеся ниже уровня воздействия волн, характеризуются значительной латеральной протяженностью и выдержанностью пластов по мощности.

Чирвинский (лихвинский) лимний (Q_{II}^{1c}) присутствует в основании разреза среднего неоплейстоцена. В изученном регионе чирвинские отложения, как правило, вскрываются скважинами, в береговых обнажениях наблюдаются крайне редко, мощность их не превышает 1–4.6 м.



Рис. 3. Горизонтальная слоистость озерных отложений, вскрытых в обн. 207-Рябово (р. Вычегда).

Озерные отложения установлены и изучены гранулометрическим методом в четырех обнажениях: на р. Лае (обн. 27), на нижней Печоре (обн. 250), на реках Ижме (обн. 12) и Вычегде (обн. 208). Чирвинский лимний характеризуется низкой (до средней) степенью отсортированности мелкозема (S_c 0.22–0.41) и низкой суммарной карбонатностью (1–3.5%) с наиболее высокими значениями в лимнических отложениях долины р. Ижмы (6.5%). По гранулометрическому составу осадки изменяются от очень тонких глин (d_{cp} 0.004 мм) на р. Колве (скв. 611) до алевритов (d_{cp} 0.053 мм) в долине р. Ижмы. Вероятно, эти гранулометрические различия отражают разное положение отобранных образцов в разрезе чирвинского лимния: глинистые осадки были сформиро-

ваны в глубокой части озера, а алевриты – в относительно более мелководной прибрежной обстановке.

Минеральный состав чирвинских озерных отложений изучен в трех разрезах – на нижней Печоре в скв. 301, в долине р. Колвы в скв. 712 и в обн. 208 на р. Вычегде. Выход тяжелой фракции в отложениях этих разрезов изменяется от 0.32 до 1.02% (табл. 2). Среди минералов тяжелой фракции преобладает эпидот (26–33%), присутствуют гранаты (12–19%) и амфиболы (10–20%), на востоке региона в долине р. Колвы содержание амфиболов уменьшается до 3%. В составе тяжелой фракции установлены довольно высокие концентрации ильменита (6–9%) и титановых минералов (6–9%), а также повышенное количество метаморфических минералов (5–10%). На севере региона в

тяжелой фракции лимния присутствует довольно значительные содержания пирита (4–9%) и сидерита (11–16%), тогда как на юге в бассейне р. Вычегды эти минералы не встречены.

Родионовский (шкловский) лимний (Q_{II}^{3r}) распространен на исследованной территории повсеместно, его подошва в пределах Печорской низменности залегает на абсолютных отметках 40–85 м, а мощность достигает 30 м. Эти озерные отложения практически везде перекрывают печорскую морену и изучены наиболее детально (в 14 разрезах).

Родионовский лимний представлен глинами и алевритами с d_{cp} 0.006–0.084 мм, иногда с примесью гравийного материала. В разрезе лимния преобладают осадки темно-серой окраски с синеватыми либо желтовато-бурыми оттенками; сортированность изменяется от слабой до средней (S_c 0.22–0.39), очень редко встречаются относительно хорошо сортированные алевриты (S_c 0.51). Присутствие в этих отложениях карбонатного материала, растворимого в 2%-ном растворе соляной кислоты, незначительно (в среднем 3.2%). Повышенная карбонатность (в среднем 10.8%) характерна для озерных отложений на р. Сейде (обн. 8) которая здесь, по-видимому, унаследована от подстилающей печорской морены с содержанием карбонатного материала до 17.5%.

Выход тяжелой фракции изменяется от относительно высокого (1.01%) в лимнических отложениях правобережья р. Усы (скв. 4-Г) до очень низкого (0.08%) на р. Сейде (обн. 8). Минеральный состав тяжелой фракции в родионовских озерных осадках также меняется в пределах изученной площади (см. табл. 2): на севере Печорской низменности преобладает эпидот, наиболее высокая концентрация которого (42%) установлена в долине р. Лаи. Южнее, на реках Ижме, Уфтюге и Вычегде содержание эпидота в тяжелой фракции лимния не превышает 18–23%. Наиболее низкие концентрации эпидота зафиксированы в долине р. Черной. Среди аксессуарных минералов здесь преобладает ильменит, который слагает около трети тяжелой фракции (30.8%), что на данном этапе исследований не находит объяснения. На юге региона в тяжелой фракции лимния заметно увеличивается количество амфиболов, а содержание пирита и сидерита снижается, в разрезах Ижмы и Вычегды оба эти минерала в озерных отложениях отсутствуют. Содержание амфиболов и гранатов изменяются в широких пределах на изученной площади распространения родионовского лимния, причем самые низкие концентрации этих минералов отмечены в бассейне р. Сейды, что характерно и для подстилающей печорской морены.

Сулинский (микулинский) лимний (Q_{II}^{1s}) вскрывается на севере региона – в нижнем тече-

нии р. Печоры у пос. Хонгурей (обн. Хонгурей-1), в долинах рек Черной, Шапкиной и Лаи и на крайнем северо-востоке – на р. Бол. Роговой. Лимнические отложения представлены в основном алевритами, в разрезах также присутствуют глины, суглинки, мелко-, средне- и разнозернистые пески [Andreicheva, Marchenko-Vagarova, 2013; Андреичева, Марченко-Вагапова, 2014]. Окраска отложений темно-серая различных оттенков: буроватых, голубоватых и сизых; местами осадки оторфованы.

Гранулометрический состав сулинского лимния на изученной территории заметно варьирует, наряду с алевритами в разрезах присутствуют пески, иногда с примесью гравия. Коэффициент сортировки изменяется от 0.25 до 0.47, средний диаметр зерен от 0.023 до 0.221 мм, суммарная карбонатность не превышает 5%. Наиболее тонкозернистые отложения вскрываются в обн. Хонгурей-1 и в долине р. Бол. Роговой (обн. 1015), где они представлены слабо сортированными алевритами (S_c 0.33–0.25) со средним диаметром зерен d_{cp} 0.023 мм. При движении вниз по течению реки они постепенно сменяются песками с примесью гравия (d_{cp} 0.221 мм), для которых характерна более высокая степень сортировки мелкозема (S_c 0.47).

Минеральный состав сулинских озерных отложений изучен на крайнем севере в обн. Хонгурей-1 и в береговых обнажениях рек Лаи, Шапкиной и Бол. Роговой. Выход тяжелой фракции в них составляет 0.46–0.76% (см. табл. 2). Особенно заметные колебания тяжелой фракции (от 0.60 до 1.51%) наблюдаются в сулинских озерных осадках на р. Бол. Роговой. Минеральный состав тяжелой фракции также изменяется. В составе ассоциации доминирует эпидот, среднее содержание которого на северо-западе региона составляет 26%, а на северо-востоке возрастает до 39%. Такое распределение эпидота характерно и для подстилающей вычегдской морены, количество эпидота в ее составе заметно увеличивается (от 17 до 49%) в том же направлении [Андреичева, 2002]. В долине р. Бол. Роговой в гравийно-песчаных отложениях мелководной фации озера ВТФ достигает 2.51%, где почти половина тяжелой фракции (47%) сложена эпидотом. На севере региона (обн. Хонгурей-1) и в долине р. Лаи сулинские лимнические осадки обогащены гранатами, слагающими до 21% тяжелой фракции. В восточном направлении возрастает содержание титановых минералов, что происходит за счет увеличения количества лейкоксена; сходная закономерность отмечается и в подстилающей вычегдской морене. Концентрация лейкоксена в тяжелой фракции лимнических отложений на р. Шапкиной составляет 5%, а в долине р. Бол. Роговой увеличивается до 9%, в отдельных разрезах достигая 18%. В озерных отложениях р. Лаи содержание лейкоксена повышено в среднем до 10%, что, вероятно, связано с участием в

формировании вычегодской морены пород Тиманского кряжа, обогащенных лейкоксеном [Кочетков, 1967]. Вероятно, об этом свидетельствует также и значительное количество магнетита (в среднем 7.5%) в лимнических осадках долины р. Лаи, где содержание этого минерала в тяжелой фракции иногда достигает 19%.

Бызовской (ленинградский) лимний (Q_{II}^{3bz}) установлен и изучен в долинах рек Черной и Вычегды, а также в скв. 21 на междуречье Илеши и Пинеги. Отложения представлены алевритами и глинами сизовато-серыми, иногда с буроватым оттенком, с включениями растительного детрита, мелких гнезд торфа с корешками растений. Отложения неслоистые или с неясной слоистостью за счет линзовидных включений светло-серого плотного тонкозернистого песка. Степень отсортированности озерных осадков невысокая (S_c 0.23–0.38), средний диаметр зерен значительно варьирует от 0.004 до 0.032 мм. Суммарная карбонатность изменяется от 4.8 до 8%.

В бызовских лимнических отложениях, развитых в долине р. Черной, выход тяжелой фракции составляет 0.31%, а на р. Вычегде увеличивается до 1.21%. На р. Черной тяжелая фракция лимния представлена амфибол (13%)—эпидот (26%)—сидеритовой (30%) ассоциацией минералов (см. табл. 2). Присутствуют гранаты — 8%, а также титановые (2%) и метаморфические (3%) минералы. Для тяжелой фракции бызовского лимния, вскрытого в скв. 21, характерна гранат (15%)—эпидот (23%)—амфиболовая (45%) минеральная ассоциация; метаморфические минералы составляют 5%, титановые — 2.5%. На р. Вычегде основными минералами тяжелой фракции бызовских озерных осадков являются гранат, амфибол, эпидот и сидерит.

Таким образом, изменчивость гранулометрического состава лимния обусловлена его формированием в различных фациальных зонах озера: субаквальные глины и алевриты отлагались в его глубокой части, а пески и галечно-гравийные отложения — в более мелководных прибрежных обстановках. Несмотря на некоторые латеральные изменения, минеральный состав озерных отложений в целом довольно однообразный, свидетельствующий об относительном постоянстве условий седиментации в течение всего времени образования озерной толщи и о стабильном положении областей сноса кластогенного материала. Формирование минерального состава мелкопесчаной фракции лимния происходило в значительной степени за счет материала подстилающих морен.

Глинистая фракция озерных отложений сложена поликомпонентной смесью глинистых минералов. Среди них доминирует иллит, слагающий до 70–80% глинистой фракции; содержание смектита значительно варьирует, составляя от первых процентов до 20–25%, часто присутствуют

смешанослойные иллит-смектиты, а также каолинит и хлорит (примерно по 10%). Ассоциация глинистых минералов в осадках озера также аналогична глинистой фракции основных морен.

Флювиогляциальные (водно-ледниковые) отложения

Флювиогляциальные отложения образованы различными литотипами осадков: алевритами, супесями, песками, гравием и галечниками, как правило, неслоистыми или с неясной субгоризонтальной слоистостью (рис. 4). В изученных нами береговых обнажениях и скважинах вскрываются фрагменты толщ погребенных водно-ледниковых осадков. Диагностика их затруднительна из-за визуального сходства с пристрежневым аллювием, особенно, если эродирована верхняя часть осадков аллювиального цикла. Для флювиогляциальных отложений, в отличие от аллювиальных, не характерна гранулометрическая дифференциация и закономерное распределение по разрезу осадков с различной крупностью обломочного материала. Для них более типичны невыдержанность и пестрота гранулометрического состава отложений, варьирующих от суглинков и супесей до валунно-галечных смесей. Гранулометрический состав осадков в наибольшей степени зависит от динамики потоков и количества переносимого ими материала: чем значительнее плотность потока, тем хуже сортированность осадков.

Один из способов идентификации грубообломочных фаций водно-ледниковых и аллювиальных отложений — сравнение петрографического состава обломков. Флювиогляциальные осадки характеризуются высоким содержанием (до 30–50%) обломков карбонатных пород, унаследованных от морены, за счет которой они были сформированы. В отложениях аллювия, даже если в его образовании значительное участие принимали морены, обогащенные известняками и доломитами, количество обломков карбонатных пород является резко подчиненным по сравнению с обломками других пород, более устойчивых к механическому разрушению в условиях речного стока.

Гранулометрический состав флювиогляциальных отложений изменчив, что определяется непостоянством гидродинамических условий в течение их формирования. По этой причине, а также в зависимости от типа отложений, которые размывались при образовании флювиогляциальных осадков (чаще всего это морены), минеральный состав этих отложений существенно меняется как в разрезах, так и по площади. Флювиогляциальные образования наиболее полно представлены и изучены в бассейнах рек Шапкиной, Лаи, Колвы и Бол. Роговой.



Рис. 4. Флювиогляциальные отложения, залегающие на вычегодской морене в обн. 1111 (р. Шапкина).

Водно-ледниковые отложения в бассейне р. Шапкиной по гранулометрическому составу варьируют от практически несортированных опесчаненных алевритов (S_c 0.23–0.27) с редкими включениями гравия и плохо сортированных песков (S_c 0.30–0.34) с высоким содержанием гравия (до 16.4%) до тонко- и мелкозернистых песков средней отсортированности (S_c 0.34–0.54). В долине р. Лаи флювиогляциальные отложения представлены мелкозернистыми, хорошо сортированными песками (d_{cp} 0.123 мм, S_c 0.61). Мелкозернистые флювиогляциальные пески (d_{cp} 0.123 мм), но несколько хуже отсортированные (S_c 0.47), с довольно высокой карбонатностью (5.2%) вскрываются скв. 71 в бассейне р. Колвы. В долине р. Бол. Роговой водно-ледниковые осадки гранулометрически довольно однородные и представлены в основном средне сортированными (S_c 0.39–0.49) песками (d_{cp} 0.199 мм) с примесью гравия от 2.8 до 9.3%. Наблюдается зависимость карбонатности осадков от количества в них гравия, что может свидетельствовать о высокой концентрации в составе гравийной фракции обломков карбонатных пород.

Минеральный состав тяжелой фракции водно-ледниковых отложений (табл. 3) также указывает на его унаследованность от парагенетически связанной с ними основной морены. Более высокое, по сравнению с моренами, содержание устой-

чивых к выветриванию минералов во флювиогляциальных отложениях, вероятно, объясняется механическим разрушением неустойчивых минералов в условиях водно-ледниковой седиментации. Для флювиогляциальных отложений бассейна р. Шапкиной, характерны повышенные концентрации тяжелых минералов (ВТФ в среднем 1.27%) по сравнению с одновозрастными тиллами [Андреичева, 2002], что вполне ожидаемо, поскольку в водных потоках, формирующих флювиогляциальные осадки, осуществляется сортировка материала по удельному весу и происходит осаждение тяжелой фракции. Основные минералы тяжелой фракции представлены эпидотом (31%), гранатами (23%) и амфиболами (11%). В ряде разрезов флювиогляциальные образования вычегодского возраста обогащены титановыми минералами – титанитом и лейкоксенном, поступавшими, в частности, из Тиманской области сноса, которая являлась транзитной на пути следования вычегодского ледника. В целом, в водно-ледниковых осадках Шапкинской площади концентрация устойчивого ильменита повышена почти в два раза по сравнению с основными моренами. В долине р. Лаи флювиогляциальные отложения характеризуются относительно более низким выходом тяжелой фракции (0.71%) и минеральной ассоциацией, сходной с отложениями бассейна р. Шапкиной. Иногда в составе этой ассоциации наблюдается резкое увеличение содержания магнетита (до 12%). Пирит и

Таблица 3. Средний минеральный состав тяжелой фракции четвертичных флювио- и лимногляциальных отложений Европейского Северо-Востока России, об. %

Местоположение изученных разрезов (в долинах рек)	Шапкина						Лая		Шапкина	Бол. Роговая	
	№ обнажения	1104-3	1107-1	1109-1	1110	1111	1113-1	Л-15а	Л-5	1107	1022
*индекс горизонта	Q _{III} ^{4p1}	Q _{II} ^{4vc1}	Q _{II} ^{4vc3}	Q _{II} ^{4vc3}	Q _{II} ^{4vc3}	Q _{II} ^{4vc1}	Q _{II} ^{4vc3}	Q _{II} ^{4vc3}	Q _{II} ^{4vc1}	Q _{II} ^{4vc3}	Q _{II} ^{4vc3}
генетическая подгруппа	Флювиогляциальная								Лимногляциальная		
Выход тяжелой фракции (ВТФ), мас. %	1.16	0.99	3	0.95	0.76	0.77	0.73	0.69	0.79	0.89	0.76
Магнетит	0.7	0.6	0.8	0.3	0.4	0.1	0.5	11.7	ед. зн.	2.2	0
Гематит	0.4		1.1	0.8	0.7		0.1	0.1	1.3	0.4	0
Ильменит	10.1	0.9	10.3	7.9	10.2	9.2	12	8.2	11.3	10	8.7
Эпидот	36.4	33.5	16.2	38.1	29.6	34.3	29.3	29.9	29.3	30.1	32.5
Амфибол	8.9	19.8	8.4	8.9	10.2	11.9	9.4	9.9	9.7	4.4	7.1
Гранат	23.6	16.5	28.2	22.7	25.7	23.6	21.5	22.8	12.8	15.5	27.8
Пирит	0.9		10	2.4	3.3	0.1		0.2	5.5	5	0.8
Сидерит	11.1	0.7	7.2	5.2	0.2	0.4	0.2	0.5	10.9	5.4	0
Циркон	0.7	3.5	2.5	2.3	3.1	4	3.1	1.3	5.4	2.5	ед. зн.
Группа титановых минералов	3.8	12.7	5.8	6.7	10.1	8.5	14.8	9.5	4.1	14.9	11.1
Группа метаморфических минералов	0.7	2.1	1	0.7	1.9	1.9	2.5	0.3	0.0	0.7	2.7
Апатит	0.2	1.1	0.6	0.6	0.3	1.3	2.2	2	1.3	3.7	4
Пироксен	0.7	2.4	1.7	1.5	1.7	2.5	0.8	0.5	1.1	0.3	0

Примечание. *Q_{III}^{4p1} – нижнеполярный горизонт, Q_{II}^{4vc1} – нижневыхегодский горизонт, Q_{II}^{4vc3} – верхневыхегодский горизонт.

сидерит в тяжелой фракции водно-ледниковых осадков присутствуют в незначительном количестве (доли процента), что связано, во-первых, с их низкой устойчивостью при выветривании, а во-вторых – с пониженным содержанием этих минералов в подстилающей вычегодской морене на р. Лае.

Лимногляциальные (озерно-ледниковые) отложения

Лимногляциальные отложения формируются за счет стока талых вод и представлены ленточными глинами и алевритами различной окраски: темно-серой, черной, коричневой, шоколадной, сизовато-серой. Они включаются в комплекс ледниковых осадков и в разрезах залегают обычно выше или ниже морены. Иногда вверх по разрезу они переходят в лимний, от которого отличаются отсутствием включений обломочного материала и растительного детрита. Мощность этих отложений в разрезах обычно не превышает 2–3 м.

Гранулометрический состав озерно-ледниковых осадков хорошо изучен в районе исследований. По сравнению с отложениями любых других генетических типов, они характеризуются наиболее тонкозернистой структурой, (d_{cp} 0.001–0.016 мм), обусловленной обогащением их (до 60–80%) глинистой фракцией, имеют низкую и среднюю степень сортированности материала (S_c 0.21–0.49). Следует отметить, что в бассейне р. Бол. Роговой лимногляциальные осадки относительно более крупнозернистые, в сравнении с другими районами, и представлены в ряде разрезов глинами и алевритами с тонкой ленточной слоистостью. Карбонатность глинистых и алевритовых озерно-ледниковых осадков изменяется в широких пределах. Эти изменения связаны с различным содержанием карбонатного материала в основных моренах, образующих парагенез с лимногляциальными осадками. Карбонатный материал, по-видимому, входит в состав цемента ленточных глин и алевритов.

Согласно имеющимся немногочисленным данным по минеральному составу озерно-ледниковых отложений (см. табл. 3), ассоциация минералов в тяжелой фракции в них такая же, как в основных моренах, за счет которых они формировались. В бассейне р. Шапкиной тяжелая фракция лимногляциальных отложений представлена амфибол (10%)—сидерит (11%)—ильменит (11%)—гранат (13%)—эпидотовой (29%) ассоциацией с повышенным содержанием циркона (5.4%).

В долине р. Бол. Роговой озерно-ледниковые отложения характеризуются гранат (22%)—эпидотовой (31%) минеральной ассоциацией, со значительной долей ильменита (9%) и апатита (4%). Концентрация титановых минералов достигает здесь 13% за счет высокого содержания лейкоксена (до 10%). И в ленточных глинах, и в основных моренах понижены содержания амфиболов и повышены — лейкоксена.

В минеральном составе глинистой фракции озерно-ледниковых осадков доминирует иллит (не менее 50%), примерно в равных соотношениях присутствуют смектит и каолинит, отмечаются смешанослойные образования типа иллит—смектит, содержание хлорита не превышает первых процентов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение текстурно-структурных характеристик и минерального состава аллювиальных, озерных, флювио- и лимногляциальных отложений квартала на территории Европейской Субарктики России позволило выявить в них ряд литологических особенностей.

Изменчивость гранулометрического состава аллювия в изученных разрезах обусловлена, прежде всего, фациальной приуроченностью отложений этого типа. Латеральные вариации связаны с геоморфологическими особенностями и площадью водосбора, гидродинамическим режимом рек, литологическими характеристиками размывающихся подстилающих пород. Эти факторы также влияют на изменения минерального состава тяжелой фракции в разновозрастном аллювии. Стратиграфическое расчленение и корреляции аллювиальных отложений на основе литологических данных в настоящее время не являются эффективными.

Лимний представлен глинисто-алевритовыми осадками, отлагавшимися в глубокой части озера, и грубозернистыми галечно-песчано-гравийными отложениями, накапливавшимися на мелководье вблизи берега. Минеральный состав озерных осадков достаточно однообразный и не изменяется по разрезу, что свидетельствует о стабильных условиях седиментации в течение всего времени образования озерной толщи. Незначительные колебания минерального состава в пределах площади

развития лимнических отложений, вероятно, определяются поступлением терригенного материала из различных областей сноса. Минеральный состав лимнических отложений формировался в значительной степени за счет материала подстилающих морен.

Флювиогляциальные отложения характеризуются многообразием литотипов осадков, варьирующих по гранулометрическому составу от алевритов до галечников, что определяется изменчивостью гидродинамических условий во время их формирования. Минеральный состав тяжелой фракции водно-ледниковых отложений в основном унаследован от парагенетически связанной с ними основной морены и отличается более высоким, по сравнению с моренами, содержанием устойчивых к выветриванию минералов, что обусловлено специфическими условиями седиментации флювиогляциальных отложений.

Лимногляциальные отложения являются наиболее тонкозернистыми и характеризуются очень высоким (до 80%) содержанием глинистой фракции. Исходным субстратом при формировании минерального состава мелкопесчано-алевритовой и глинистой фракций озерно-ледниковых отложений являлись основные морены.

Глинистая фракция во всех генетических типах межморенных аквальных отложений имеет сходный минеральный состав при несколько различных соотношениях глинистых минералов. В целом, состав глинистых минералов в аквальных отложениях является унаследованным от поликомпонентной глинистой фракции основных морен, включающей иллит, смектит, каолинит, хлорит и смешанослойные образования типа иллит—смектит.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках темы НИР ГР № АААА-А17-117121140081-7 и при частичной поддержке Комплексной программой фундаментальных исследований УрО РАН № 18-5-5-50.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичева Л.Н.* Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 323 с.
- Андреичева Л.Н.* Литология верхне-среднеплейстоценовых тиллов на крайнем северо-востоке Европейской России // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 3. С. 285—297.
- Андреичева Л.Н., Марченко-Ваганова Т.И.* Озерное осадконакопление в позднем неоплейстоцене на Европейском северо-востоке России // Вестник Института геологии. Сыктывкар: Геопринт, 2014. № 1. С. 13—18.
- Андреичева Л.Н., Марченко-Ваганова Т.И., Буравская М.Н., Голубева Ю.В.* Природная среда неоплейстоцена и го-

- лоцена на Европейском Северо-Востоке России. М.: ГЕОС, 2015. 224 с.
- Батулин В.П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 338 с.
- Белкин В.И., Рязанов И.В.* Понятие и меры гранулометрической сортированности и однородности // Тезисы докладов Пятой Коми республиканской научной молодежной конференции. Сыктывкар, 1972. С. 184–185.
- Ботвинкина Л.Н.* Слоистость осадочных пород // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 59. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 542 с.
- Ботвинкина Л.Н.* Методическое руководство по изучению слоистости // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 119. М.: Наука, 1965. 259 с.
- Дурагина Д.А., Коноваленко Л.А.* Палинология плейстоцена северо-востока европейской части России. СПб.: Наука, 1993. 124 с.
- Качинский Н.А.* Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 191 с.
- Кочетков О.С.* Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Л.: Наука, 1967. 120 с.
- Кочев В.А.* Плейстоценовые грызуны северо-востока Европейской части России и их стратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1993. 112 с.
- Лаврушин Ю.А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 87. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 266 с.
- Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков) / Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 439 с.
- Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга / Пер. с англ. М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с.; Т. 2. 384 с.
- Останин В.Е., Левина Н.Б.* Разновозрастные ледниковые отложения бассейнов рек Северной Двины, Пинеги, Вычегды и положение их границ в соответствии с новейшим структурным планом // Новые материалы по палеогеографии и стратиграфии плейстоцена / Отв. ред. А.В. Сиднев, В.К. Немкова. Уфа: АН СССР, Башкирский филиал, Институт геологии, Волго-Урал. комиссия по изучению четвертичного периода, 1986. С. 55–62.
- Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р.* Седиментология / Пер. с польского. М.: Недра, 1980. 646 с.
- Селли Р.К.* Введение в седиментологию / Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 370 с.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М., 1962. Т. 1. 212 с.; Т. 2. 574 с.
- Чальшев В.И., Варюхина Л.М.* Биостратиграфия верхней перми северо-востока европейской части СССР. Л.: Наука, 1968. 234 с.
- Шанцер Е.В.* Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений // Процессы континентального литогенеза. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 350 / Ред. А.В. Пейве, Е.В. Шанцер. М.: Наука, 1980. С. 5–27.
- Allen J.R.L.* A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments // *Sedimentology*. 1965. V. 5. № 1. P. 89–191.
- Andreicheva L., Marchenko-Vagapova T.* Upper Neopleistocene lake sediments in the Northeast European Russian // INQVA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion International Field Symposium "Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania". Vilnius: Lithuanian Geological Survey, 2013. P. 9–10.
- Boggs Sam, Jr.* Principles of sedimentology and stratigraphy. Prentice Hall. Englewood Cliffs, New Jersey, 1995. 774 p.
- Facies Models: response to sea level change / Eds R.G. Walker, N.P. James // Geological Association of Canada. 1992. 409 p.

Lithology and Formation Conditions of Quaternary Aqueous Deposits in the North of the East European Plain

L. N. Andreicheva*

*Yushkin Institute of Geology, Komi Science Center, Ural Branch of RAS,
Pervomayskaya str., 54, Syktyvkar, 167982 Russia*

*e-mail: andreicheva@geo.komisc.ru

The lithological features of inter-moraine aqueous sediments were studied with the aim of assessing the possibilities of their use for stratigraphic dissection and correlation, carrying out paleogeographic reconstructions and determining the position of sources of demolition of terrigenous material during their formation. The results of a lithological study of Quaternary aquatic formations in the European Subarctic of Russia, represented by various genetic types of sediments, often with very specific features, are presented. Based on the texture and structural characteristics in the Neopleistocene sequence, deposits of alluvial, lake, fluvio, and limnoglacial genesis are revealed.

Keywords: lithological composition, Quaternary period, aqueous deposits, alluvium, lacustrine deposits, fluvio- and limnoglacial sediments.

УДК 551.89,621.039.86

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ КАТАСТРОФИЧЕСКИЙ ОБВАЛ ХРЕБТА БАЛАГАНЧИК ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА МИТОГА 2-я (ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА)

© 2021 г. М. М. Певзнер^а, *, Ф. Е. Максимов^б, Т. Д. Каримов^а,
С. Б. Левченко^б, Р. И. Нечушкин^а, В. А. Григорьев^б, А. Ю. Петров^б,
В. Ю. Кузнецов^б, О. Н. Успенская^с, Ю. В. Кушева^а

^аГеологический институт РАН, Пыжжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^бСанкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,
10-я линия, 33–35, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^сВсероссийский научно-исследовательский институт овощеводства,
д. Верея, 500, Раменский район, Московская область, 140153 Россия

*e-mail: m_pevzner@mail.ru

Поступила в редакцию 18.02.2020 г.

После доработки 14.04.2020 г.

Принята к публикации 17.06.2020 г.

Впервые изучен и датирован (^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$) новый опорный разрез позднего плейстоцена охотоморского побережья Камчатки в районе р. Митога 2-я. Проведена корреляция отложений с ранее известными разрезами плейстоцена междуречья Хомутина–Митога. Установлено, что толща “сизых илов и глин” представляет собой отложения крупного эстуария озерного типа, который стал заболачиваться около 90–80 тыс. л.н., а осадки, перекрывающие “илы”, начали формироваться не ранее 90 тыс. л.н. (вторая половина MIS 5). Выделены отложения катастрофического обвала (дальность перемещения обломочной массы около 100 км, площадь распространения $\geq 1500 \text{ км}^2$, объем $\geq 15 \text{ км}^3$), сошедшего с хребта Балаганчик около 90–80 тыс. л.н. Установлены две главные фации: диспергированный базальный слой (толща “мореноподобных суглинков”) и собственно обвалы отложения (конгломераты). Обвал перегородил долины рек Быстрой и Плотниковой с образованием крупного подпрудного озера. Катастрофический спуск озера мог произойти около 37 тыс. л.н. Отложения прорыва запруды зафиксированы на охотоморском берегу между р. Митога 2-я и пос. Зуйково.

Ключевые слова: Западная Камчатка, поздний плейстоцен, катастрофический обвал, подпрудное озеро, торф, уран-ториевое и радиоуглеродное датирование.

DOI: 10.31857/S0024497X20060051

До настоящего времени данные по истории развития природы Камчатки в плейстоцене крайне фрагментарны, а представления о возрасте отложений часто базируются лишь на косвенных методах. Это связано с двумя главными причинами. Во-первых, с ограниченным распространением разрезов рыхлых отложений, а во-вторых, с отсутствием до недавнего времени методов определения абсолютного возраста осадочных пород позднего и среднего плейстоцена. Береговые обрывы Западной Камчатки – один из ключевых объектов для исследования осадочных терригенных отложений полуострова – начали изучать еще в 1930–1940 гг. (см. ниже), однако в конце 1970-х годов интерес к ним иссяк. В более поздние годы работы в этом районе, возможно, и проводились, но результаты не были опубликованы.

Таким образом, можно констатировать, что до сих пор представления, сложившиеся в 1970-е годы, никем не пересматривались (например, см. [Свиточ, 2004]).

Практически все исследователи, изучавшие строение и возраст доголоценовых разрезов охотоморского берега Западной Камчатки, коррелировали эти отложения с опорными разрезами Центральной Камчатки. В последние несколько лет нам удалось получить новую представительную серию изотопных (радиоуглеродных и уран-ториевых) дат для отложений, слагающих высокие поверхности в долине р. Камчатки [Максимов и др., 2019; Певзнер и др., 2019а–в, 2020]. Новые геохронологические данные заставили нас существенно пересмотреть как возраст, так и генезис изученных толщ. В связи с этим изучение

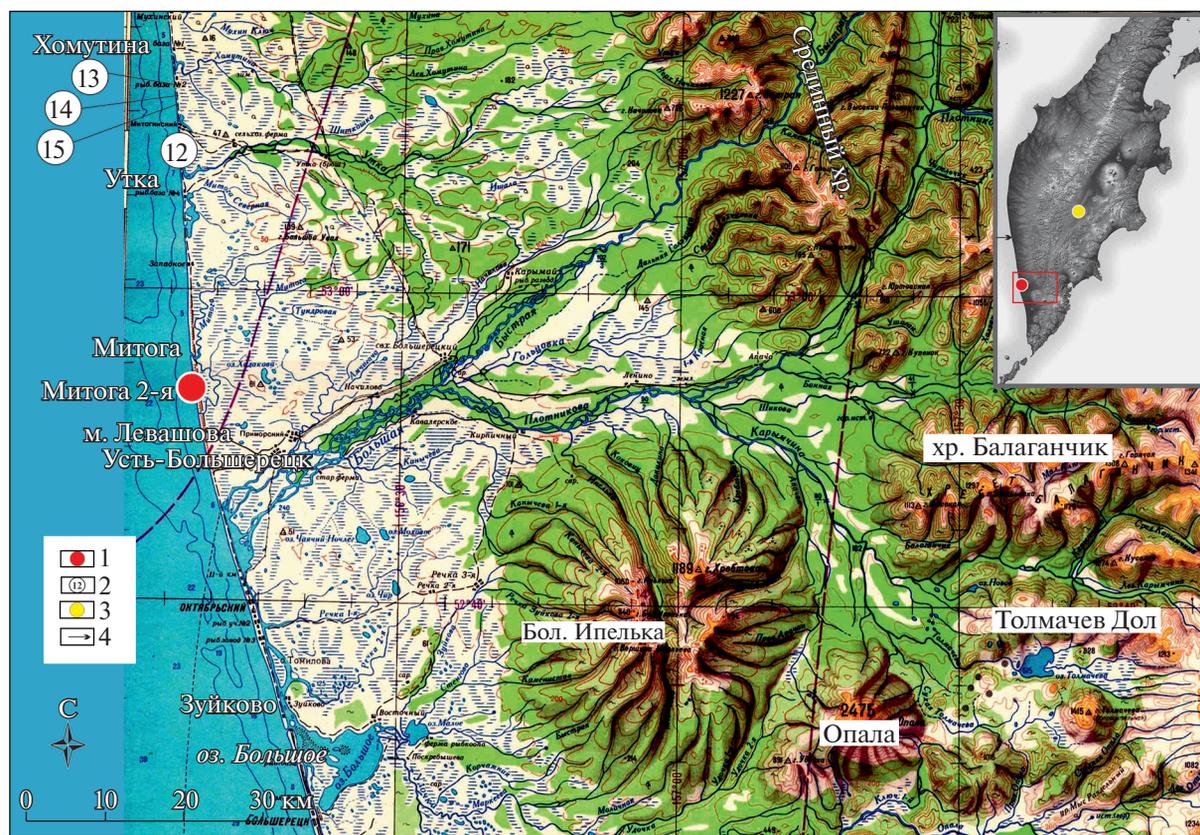


Рис. 1. Район исследований на топографической карте масштаба 1 : 500000 [Топографическая ..., 1972]. На врезке показан квадрат.
1–3 — опорные разрезы: 1 — Митога 2-я, 2 — разрезы междуречья Хомутина–Митога с сохранением авторской нумерации, по [Новейшие ..., 1978], 3 — разрезы Центральной Камчатки; 4 — положение устья р. Колпаковой (на врезке).

опорных разрезов плейстоценового возраста в разных районах полуострова нам представляется весьма актуальным.

Район наших исследований расположен на Западной Камчатке, на берегу Охотского моря (рис. 1). Между мысом Левашова и устьем р. Митога протягивается береговой обрыв высотой до 20 м. Две основные точки опробования ($52^{\circ}53'58.93''$ с.ш., $156^{\circ}8'1.79''$ в.д. и $52^{\circ}54'3.96''$ с.ш., $156^{\circ}7'59.81''$ в.д.) расположены в 2–3 км к югу от устья р. Митоги и относятся к разрезу Митога 2-я, названному нами по ближайшей одноименной реке. В 30 км к северу находятся опорные разрезы междуречья Хомутина–Митога, которые считаются наиболее полными и представительными для плейстоцена Западной Камчатки [Новейшие ..., 1978].

Главная цель исследований заключалась в установлении радиоизотопного (радиоуглеродного и уран-ториевого) возраста органического вещества, погребенного в доголоценовой части отложений разреза Митога 2-я. Кроме того, нами выполнены обобщение и анализ ранее опубликованных данных на основе новой хронологической информации для объяснения последова-

тельности и взаимосвязи событий, запечатленных в отложениях позднего плейстоцена Западной Камчатки.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для определения изотопного возраста отложений были применены два независимых изотопно-геохимических метода: радиоуглеродный (^{14}C) и уран-ториевый ($^{230}\text{Th}/\text{U}$). Выбор этих методов был обусловлен, во-первых, их хронологическим диапазоном (^{14}C до 50–55 тыс. лет, $^{230}\text{Th}/\text{U}$ до 350 тыс. лет), а во-вторых, возможностью перекрестного датирования одного и того же образца, что позволяет проводить независимую взаимопроверку результатов и верифицировать получаемые даты. В качестве объекта датирования в обоих случаях используется погребенный торф. Кроме того, проводилось комплексное изучение отложений (стратиграфическое, литологическое, палеоботаническое, тефрохронологическое и фациальный анализ).

Радиоуглеродное датирование выполнено в Геологическом институте РАН (Москва). Пер-

вичная подготовка проб велась по стандартной методике, подробно описанной в работе [Певзнер, 2015]. Принципы получения дат по органическим остаткам доголоценового возраста (с малым количеством остаточного радиоактивного углерода) рассмотрены в работе [Певзнер и др., 2019a]. Измерение возраста по торфам разреза Митога 2-я проводилось на двух самых мощных счетных установках с объемами рабочих кювет 14.25 и 22.03 мл, что позволяет получать предельные ^{14}C даты до 49.5 и 51.5 тыс. лет соответственно.

Радиоизотопное уран-ториевое датирование проведено в Санкт-Петербургском государственном университете с использованием методики изохронного приближения [Geyh, 2001; Максимов, Кузнецов, 2010]. Для количественного определения изотопов U и Th в серии предположительно одновозрастных (или близких по возрасту) образцов была применена методика полного растворения или т.н. TSD-модель [Bischoff, Fitzpatrick, 1991; Максимов, Кузнецов, 2010]. Согласно предпосылкам изохронного приближения необходимо, чтобы в выбранных одновозрастных образцах наблюдалась одна и та же величина первичного ториевого загрязнения (ториевого индекса, равного соотношению активностей изотопов тория ^{230}Th и ^{232}Th), а также соблюдались условия закрытой радиометрической системы относительно изотопов урана и тория [Максимов и др., 2019]. В этом случае изохронный возраст может быть рассчитан посредством коррекции аналитических данных, а именно учета (вычитания) первичного ториевого загрязнения.

Некоторые горизонты разреза были изучены методом комплексного группового биоанализа (далее биоанализ), предложенным Н.В. Кордэ [1960] и модифицированным О.Н. Успенской [1986]. Исследования проводились во ВНИИО (Московская область). Суть метода заключается в подсчитывании в одних и тех же препаратах всех определенных остатков организмов: высших растений, водорослей, микроскопических водных животных и пыльцы растений. На основании ранее разработанных типологических характеристик, появляется возможность установить изменения величины и характера обводненности, температурных условий, трюфности, сапробности, степени зарастания высшими растениями и т.д. на протяжении истории существования изучаемого водоема [Кордэ, 1960; Успенская, 1986; Skrupnikova et al., 2011].

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Представления 1940–1960 гг. о строении и истории формирования Западно-Камчатской рав-

нины подробно рассмотрены в работах [Беспалый, 1974; Беспалый, Давидович, 1974; Брайцева и др., 1968; Брайцева, Мелекесцев, 1974; Мелекесцев, 1974 и др.]. По представлениям В.Г. Беспалого, на территории исследований обнажаются отложения, которые начали накапливаться более 700 тыс. л.н., и в обрывах вскрывается морена среднеплейстоценового возраста. По представлениям И.В. Мелекесцева, вся обсуждаемая территория была полностью перекрыта ледниками I фазы позднеплейстоценового оледенения, и в обрывах вскрывается морена этого времени [Мелекесцев, 1974, с. 416, рис. 124]. Вскоре после выхода крупных монографий [Брайцева и др., 1968; Камчатка ..., 1974] на береговых обрывах побережья Охотского моря были проведены комплексные исследования [Алешинская и др., 1976; Боярская и др., 1976; Новейшие ..., 1978], в результате которых были установлены характеристики осадочных отложений и последовательность залегания главных свит; получены первые серии радиоуглеродных дат по погребенной органике; была предпринята попытка реконструкции палеогеографических обстановок плейстоцена Западной Камчатки. В тексте данной статьи названия толщ приводятся по работе [Новейшие ..., 1978].

По данным крупномасштабной геологической карты, береговые обрывы района исследований сложены среднеплейстоценовыми флювиогляциальными отложениями [Государственная ..., 1989]. На существенно более поздней, но мелко-масштабной карте – ледниковыми галечниками с валунами или валунными суглинками среднеплейстоценового возраста, а также морскими песками, галечниками, гравийниками, супесями и суглинками позднеплейстоценового возраста [Государственная ..., 2006].

ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА МЕЖДУРЕЧЬЯ ХОМУТИНА–МИТОГА

Схема строения опорного разреза междуручья Хомутина–Митога, по материалам работ [Боярская и др., 1976; Новейшие ..., 1978], представлена на рис. 2а. В основании разреза вскрывается толща плотных “сизых илов и глин” (видимой мощностью 7 м), для которой характерна хорошая сортировка материала и преобладание тонкодисперсных фракций (67.7% алеврита и 32% глины). Остатков диатомовых водорослей не было обнаружено. Геохимический анализ показал, что “илы” формировались в слабосоленоводном водоеме, при движении вверх по разрезу содержание иона хлора в отложениях уменьшается. Состав водной вытяжки: SO_4 , Na, Cl, Mg – в целом является характерным для отложений, накопившихся при одновременном воздействии морских и континентальных вод; а рН водной вытяжки (4.96–5.32) свидетельствует о застойных бо-

лотных условиях. Авторы работы [Новейшие ..., 1978] предполагали, что “илы” формировались в приглубой части застойного водоема типа обширного озера или лагуны-лимана. Находки пыльцы экзотических растений, а также данные палеомагнитного анализа (положительная полярность) позволили отнести время формирования “илов” к эпохе Матуяма (Гилза-Олдувей) и, таким образом, выделить нижнехомутинскую свиту позднеплиоценового возраста. Поскольку до 1982 г. нижняя граница четвертичного периода оценивалась в 0.8 млн лет [Стратиграфия ..., 1984], то возраст нижнехомутинской свиты, по видимому, предполагался около 1 млн лет. “Сизые илы” авторы сопоставляли с толщей “синих глин” Центральной Камчатки (по [Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970]).

На размытой поверхности “илов” залегает мощная (до 40–60 м) толща “диагонально- и косослоистых песков”. Пески разнозернистые, с прослоями хорошо окатанного гравия, гальки (в том числе изверженных пород); реже с прослоями сизых суглинков; иногда с включениями литифицированной древесины. Наиболее грубозернистый материал тяготеет в основном к нижней части толщи. Слоистость косая и диагональная. Местами наблюдаются деформации – пески смяты в мелкие складки и образуют карманы. Состав толщи, хорошая сортировка и особенности текстуры позволили авторам предположить, что “пески” накапливались в результате деятельности мощных речных потоков с динамичным режимом и могут представлять собой отложения крупных конусов выноса. Толща имеет широкое распространение: от междуречья Хомутиной и Митоги на юге (см. рис. 1, разрезы 13, 14) до устья р. Колпаковой на севере (см. рис. 1, врезка). По образцу литифицированной древесины получена радиоуглеродная дата >45 тыс. лет (МГУ-202) [Боярская и др., 1976]. “Пески” были выделены авторами в верхнехомутинскую свиту, а ее возраст оценен границей плиоцен–плейстоцен. Эту свиту авторы сопоставляли с толщей “косослоистых песков” Центральной Камчатки (по [Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970]).

Выше по разрезу залегает толща “мореноподобных суглинков”. По утверждению авторов, она перекрывает нижележащие “пески” и “илы” с глубоким размывом. Однако, в разрезе 15 (см. рис. 1) – единственном, где под “суглинками” зафиксированы “пески”, эрозионная граница не показана [Новейшие ..., 1978, с. 28–30, рис. 8]. В работах [Беспалый, 1974; Беспалый, Давидович, 1974], напротив, утверждается, что контакт “суглинков” и “песков” согласный, постепенный. Толща представлена серо-сизыми суглинками с большим количеством гравия и гальки, реже с мелкими валунами. Обломочный материал равномерно рассеян и характеризуется разной степе-

ню окатанности. Среди валунов и гальки заметно доминируют лавы основного состава, мелкие валуны гранитоидов встречаются относительно редко. Верхняя часть толщи яснослоистая, с частыми прослоями галечников. В разрезе 12 вблизи устья р. Утки (см. рис. 1) авторы отмечали, что толща “суглинков” венчается галечниками с песчаным заполнителем, схожими с галечниками из толщи “песков” на р. Хомутиной (см. рис. 1, разрезы 13 и 14). В работе [Новейшие ..., 1978] подчеркивается, что распространение толщи зафиксировано только в разрезах между мысом Левашова и устьем р. Хомутиной, причем наибольшую мощность толща имеет в районе устья р. Утки (14 м). При этом в работе [Беспалый, Давидович, 1974] приводятся описания двух разрезов на протоке Амчигача (правый приток р. Большой), где также вскрывается “морена”. Генезис толщи “мореноподобных суглинков” остался не вполне выясненным: отложения могут быть как водного, так и ледникового происхождения. Тем не менее “суглинки” выделены в усть-уткинскую свиту, ее возраст оценен средним плейстоценом. Эта свита коррелируется с “мореноподобной толщей” Центральной Камчатки (по [Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970]).

Плейстоценовую часть разреза венчают отложения так называемой “пестрой толщи”. Этот относительно маломощный (до 5 м) горизонт, покрывающий водораздел, с размывом залегает на подстилающей толще “мореноподобных суглинков” и характеризуется значительной фациальной изменчивостью. “Пестрая толща” сложена супесями и суглинками, иногда с примесью гальки. Местами в отложениях проявлена горизонтальная и ленточная слоистость, в изобилии присутствуют пресноводные диатомовые. В верхней части толщи установлены крупные линзы вулканических пеплов кислого состава алевритовой размерности, а в нижней – прослой торфов и линзы растительного детрита. Накопление толщи авторы связывают с мелководными застойными или слабопроточными водоемами, т.е. с болотами и мелкими озерами. По погребенной органике из нижней части толщи была получена серия из пяти радиоуглеродных дат в диапазоне от 39.400 ± 2.000 (МГУ-ИОАН-28) до 31.000 ± 1.200 (МГУ-60), причем наиболее молодая дата по торфу 33.200 ± 1.100 (МГУ-150) лет [Боярская и др., 1976] (см. рис. 2). При датировании пепла извержения Опа-ла IV в разрезе, расположенном в 4.2 км к югу от устья р. Митога, для оторфованного суглинка в низах “пестрой толщи” были получены четыре даты в диапазоне от 38.100 ± 600 (ГИН-3010) до 43.500 ± 1.200 (ГИН-3009) [Мелекесцев, 2016] (см. рис. 2). “Пестрая толща” перекрыта голоценовыми образованиями. Возраст толщи – поздний плейстоцен.

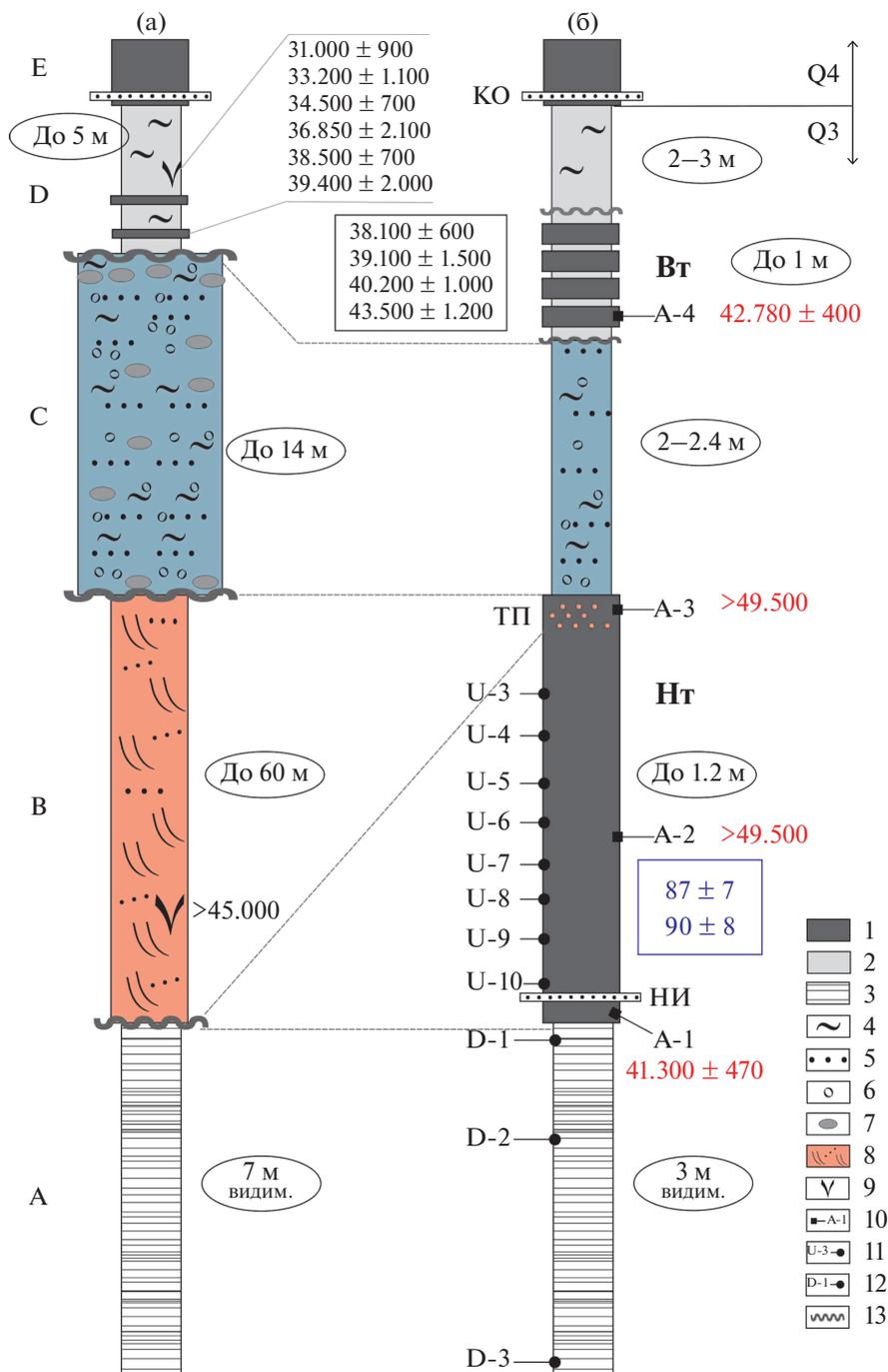


Рис. 2. Схематическое строение береговых обрывов Западной Камчатки: а – опорный разрез Хомутина–Митога, по [Боярская и др., 1976; Новейшие ..., 1978], б – разрез Митога 2-я (авторские данные).

А–Е – толщи, выделенные в работах [Боярская и др., 1976; Новейшие ..., 1978]; А – сизые илы и глины; В – косо- и диагональнослоистые пески; С – мореноподобная толща; D – пестрая толща; E – голоценовый торфяник.

1 – торф (Вт – “Верхний”, Нт – “Нижний торф”, ТП – торф с песком в кровле “Нижнего торфа”); 2 – тонко- и мелкозернистые пески; 3 – глины и алевроиты; 4 – суглинки; 5 – разнозернистые пески; 6 – гравий; 7 – галька и мелкие глыбы; 8 – пески с косою и диагональною слоистостью; 9 – растительные остатки; 10–12 – места отбора проб на радиоуглеродное датирование (10), уран-ториевое датирование (11), биоанализ (12); 13 – несогласные границы. Вулканические пеплы: КО – тефра извержения кальдеры Курильского озера; НИ – тефра неизвестного источника.

Результаты датирования показаны справа от колонок: а – ^{14}C по [Новейшие ..., 1978, с. 90–91] (без рамки), ^{14}C по [Мелесцев, 2016] (в рамке); б – авторские данные ^{14}C (без рамки), $^{230}\text{Th}/\text{U}$ в тыс. лет (в рамке).

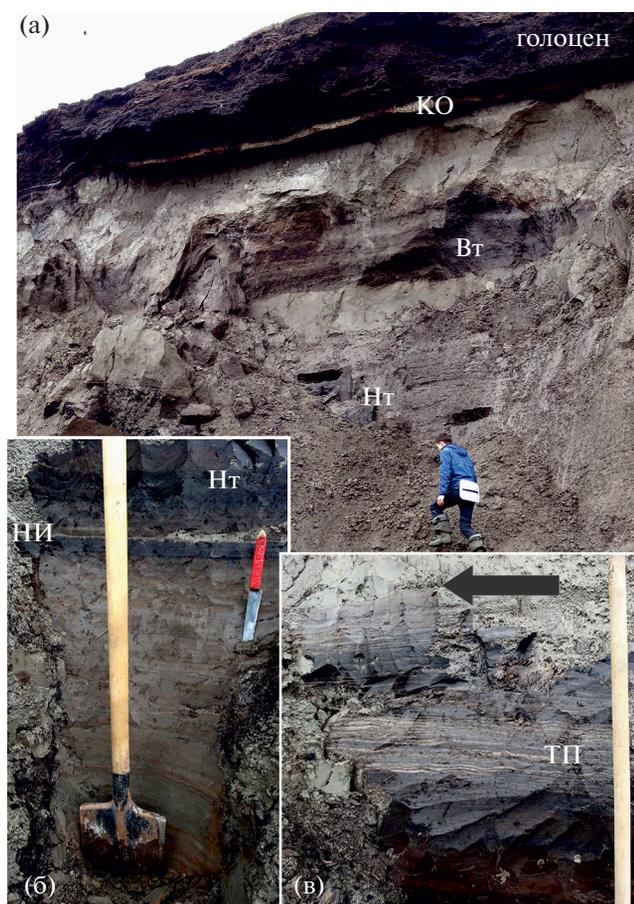


Рис. 3. Разрез Митога 2-я. Фото М.М. Певзнер. а — общий вид; б — граница “Нижнего торфа” и отложений озерно-лагунного эстуария; в — контакт “Нижнего торфа” и “мореноподобных суглинков”, граница показана стрелкой. Буквами указано: Вт — “Верхний”, Нт — “Нижний торф”, ТП — торф с песком (верхняя часть “Нижнего торфа”); вулканические пеплы: КО — тephра извержения кальдеры Курильского озера в основании голоценового торфа; НИ — тephра неизвестного источника в основании “Нижнего торфа”.

“Усть-Большереецкие слои” выделены авторами монографии [Новейшие ..., 1978] в разрезах, вскрывающихся в районе пос. Усть-Большереецк в увале, подмытом р. Большой, а также в увале у пос. Зуйково. Отложения представлены разнозернистыми песками, иногда ожелезненными, с маломощными прослоями суглинка, в нижней части разреза с гравием и мелкой галькой. Толща песков волнисто-, косо- и диагональнослоистых, состоит из двух–трех пачек суммарной мощностью до 12–13 м; нижняя пачка связана постепенным переходом с нижележащими “мореноподобными суглинками”. Авторы подчеркивают аллювиальное происхождение отложений. Возраст “Усть-Большереецких слоев” оценивается средним–поздним плейстоценом. “Слои” перекрыты голоценовыми отложениями.

Голоцен представлен преимущественно торфяником мощностью до 2 м, в нижней части которого хорошо виден яркий светло-желтый вулканический пепел (рис. 3а). Прослой пепла связан с извержением кальдеры Курильского озера на Южной Камчатке [Ponomareva et al., 2004], и в окрестностях пос. Усть-Большереецк он повсеместно залегает в нижней части голоценовых разрезов [Базанова и др., 2005]. В районе исследованного голоценового торфа венчают отложения береговых обрывов (см. рис. 3а, рис. 4в). Далее в тексте голоценовые отложения обсуждаться не будут.

РАЗРЕЗ МИТОГА 2-я

Разрез Митога 2-я несколько отличается по строению и набору фаций от разрезов между речья Хомутина–Митога (см. рис. 2б, 3).

В основании изученного разреза залегают алевриты коричневатого-серой окраски, кровля толщи алевритов во время отлива находится на высоте около 7–8 м над урезом воды. Низы разреза закрыты мощными осыпями. Верхние 0.5 м толщи представлены алевритами неслоистыми, с частыми мелкими фрагментами неразложившихся органических остатков (семена, стебли травы, мелкие корешки); ниже наблюдаются алевриты тонкостратифицированные, с небольшой долей рассеянной органики.

В 3 м ниже кровли толщи (проба D–3, табл. 1, см. рис. 2б) в алевритах среди биогенных остатков преобладают водоросли (67%), причем преимущественно доминируют диатомовые (среди них 52.1% приходится на обрастателей и 47.9% на донные виды). Высшие растения представлены рдестом (*Potamogeton* sp.) и неопределимыми остатками водно-болотной растительности. Подобный набор видов может характеризовать слабопроточную литораль неглубокого слабосоленоватого водоема, заросшего водными и водно-болотными макрофитами. Глубина водоема не превышала 3 м.

В 0.8 м ниже кровли алевритовой толщи (проба D–2, см. табл. 1, рис. 2б) среди биогенных остатков зафиксировано некоторое уменьшение доли водорослей и относительное увеличение — высших растений. В составе диатомей преобладают донные роды и виды (93% от суммы диатомей). Это свидетельствует о хорошей освещенности дна водоема и небольшой глубине воды. По-видимому, заросли рдеста (*Potamogeton* sp.) были разреженными и практически не затеняли дно. Слабая проточность водоема на этом этапе его существования сохранялась, о чем свидетельствует присутствие остатков губок (*Spongia* sp.) (около 7% общего биосостава пробы).

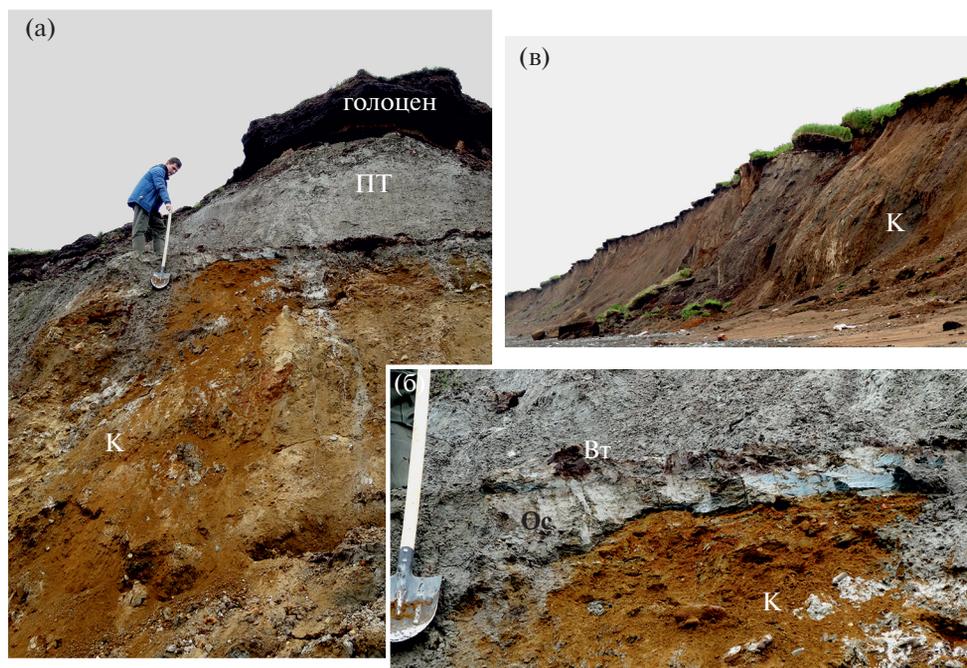


Рис. 4. Толща темно-рыжих конгломератов. Фото М.М. Певзнер.

а, б – темно-рыжие конгломераты (К) перекрыты отложениями “пестрой толщи” (ПТ) с несогласием; б – в основании “пестрой толщи” видны линзы озерного суглинка (Ос), заболачивание с образованием торфа (Вт – “Верхний торф”) началось позднее; в – береговой обрыв-прижим, сложенный сцементированными конгломератами.

Проба D–1 (см. табл. 1, рис. 2б), отобранная в кровле алевритовой толщи, также характеризует водные отложения. Среди биоостатков преобладают диатомовые водоросли (66% от суммы всех биоостатков), которые требуют для своей жизнедеятельности достаточной глубины воды, хорошей аэрации, постоянного подтока биофильных элементов и кремния. Около 80% остатков высших растений представлены фрагментами листьев рдеста (*Potamogeton* sp.) – растения, обычно для неглубоких (2–3 м) стоячих и медленно текущих пресных или солоноватых вод. Дно водоема было в значительной степени занято зарослями высших растений, что, кроме присутствия остатков рдеста, подтверждается и значительным количеством диатомей-обрастателей (73% от общего количества диатомовых). Донные диатомей по численности занимают подчиненное положение. В пробе, характеризующей кровлю алевритов, в отличие от более глубоких слоев, минимальное количество спикул губок (*Spongia* sp.), что может свидетельствовать об ослаблении прочности водоема. Образование осадков происходило в неглубоком (2–3 м), слабопроточном водоеме, с обильно развитой жизнью (водоросли и макрофиты).

Таким образом, алевриты основания разреза могли накапливаться в неглубоком слабопроточном озере с незначительным притоком морских вод. Такой водоем можно охарактеризовать как

озерно-лагунный эстуарий (в понимании [Михайлов и др., 2009]). Положение в разрезе и особенности осадков позволяют нам уверенно коррелировать толщу коричневатато-серых алевритов разреза Митога 2-я с “толщей илов и глин” опорных разрезов между речья Хомутина–Митога.

На алевритовой толще с прямым ровным контактом залегает мощная (до 1.2 м) пачка торфа (далее “Нижний торф”). Подошва торфа (проба А–1, см. рис. 2б, табл. 1) характеризуется преобладанием остатков высших растений; среди них доминирует камыш (*Scirpus* sp.), присутствуют стрелолист (*Sagittaria* sp.), рдест (*Potamogeton* sp.) и белокрыльник (*Calla* sp.). Такая ассоциация видов характерна для растений, произрастающих по берегам водоемов или даже в воде (камыш), у берегов стоячих или медленно текущих водоемов (стрелолист и белокрыльник), а также полностью в воде (рдест). О медленном течении воды во время образования осадков свидетельствует присутствие в них спикул губок (*Spongia* sp.) – до 10% среди биоостатков, поскольку для жизнедеятельности этих организмов необходима хорошая аэрация воды и подток силикатов. В пробе торфа в небольшом количестве присутствует также остатки водных организмов – золотистых (*Chrysorhuta*) и диатомовых водорослей; встречаются единичные статобласты мшанок (*Bryozoa*). Таким образом, условия образования осадков соответствовали слабопроточной литорали водоема,

Таблица 1. Результаты комплексного группового биоанализа отложений разреза Митога 2-я

Ботанический состав*	%	Комплексный состав**	%
Проба А–4 (подошва “Верхнего торфа”)			
<i>Betula</i> sp.	30	–	–
<i>Drepanocladus vernicosus</i> и др.	20	–	–
<i>Calliergon stramineum</i> и др.	15	–	–
<i>Sphagnum teres</i>	15	–	–
<i>Sphagnum</i> секции <i>Palustria</i>	10	–	–
<i>Cyperaceae</i>	10	–	–
Торф древесно-гипновый низинный			
Проба А–3 (кровля “Нижнего торфа”)			
<i>Sphagnum</i> секции <i>Cuspidata</i>	65	–	–
<i>Cyperaceae</i>	30	–	–
<i>Betula</i> sp.	5	–	–
Торф осоково-сфагновый низинный			
Проба А–2 (середина “Нижнего торфа”)			
<i>Betula</i> sp.	70	–	–
<i>Salix</i> sp.	10	–	–
<i>Cyperaceae</i>	15	–	–
<i>Sagittaria</i>	5	–	–
Торф древесный низинный			
Проба А–1 (подошва “Нижнего торфа”)			
<i>Scirpus</i>	60	Высшие растения	2.8
<i>Sagittaria</i>	25	Пыльца и споры высших растений	5.2
<i>Potamogeton</i>	10	Диатомовые водоросли	2.4
<i>Calla</i>	5	Золотистые водоросли	9.6
		<i>Spongia</i>	ед.
		<i>Briozoa</i>	
Водно-болотные отложения, торфянистый сапропель.			
Слабопроточная литораль водоема, заросшего водными и водно-болотными растениями			
Тефра неизвестного источника (НИ) в основании “Нижнего торфа”			
н/о		Высшие растения	29.9
		Пыльца и споры высших растений, доминируют споры <i>Sphagnum</i>	7.9
		Золотистые водоросли	3.1
		Губки	7.1
		Диатомовые водоросли, в том числе:	52.0
		– обрастатели 19.7% (<i>Cymbella</i> , <i>Tabellaria</i> и др.)	
		– донные 80.3% (<i>Pinnularia</i> , <i>Stauroneis</i> , <i>Navicula</i> и др.)	
Мелкий, слабопроточный водоем			
Проба D–1 (в 20 см ниже кровли алевритов)			
<i>Potamogeton</i>	80	Высшие растения	23.3
Ткани водно-болотных растений	15	Диатомовые водоросли, в том числе:	66.0
<i>Gloeotrichia</i>	5	– обрастатели 72.6% (<i>Cocconeis</i> , <i>Eunotia</i> , <i>Gomphonema</i> , <i>Epithemia</i>)	
		– донные 27.4% (<i>Navicula</i> , <i>Pinnularia</i> , <i>Amphora</i> , <i>Stauroneis</i>)	
		Золотистые водоросли	10.2
		<i>Spongia</i>	0.5
Водные отложения.			
Неглубокий слабопроточный водоем, с обильно развитой микро- и макрофлорой			

Таблица 1. Окончание

Ботанический состав*	%	Комплексный состав**	%
Проба D–2 (в 80 см ниже кровли алевритов)			
<i>Potamogeton</i>	60	Диатомовые водоросли, в том числе: – обрастатели 6.9% (<i>Fragilaria</i>) – донные 93.1% (<i>Pinnularia</i> , <i>Surirella</i> , <i>Navicula</i> , <i>Stauroneis</i>)	52.5
<i>Sagittaria</i>	10	Высшие растения	40.9
Ткани водно-болотных растений	25	<i>Spongia</i>	6.6
<i>Bryozoa</i>	5		
Водные или водно-болотные отложения. Слабопроточная литораль неглубокого водоема, заросшего водными и водно-болотными макрофитами			
Проба D–3 (в 3 м ниже кровли алевритов)			
<i>Potamogeton</i>	40	Диатомовые водоросли, в том числе: – обрастатели 52.1% (<i>Fragilaria</i> , <i>Rhoicosphenia</i> , <i>Gomphonema</i>) – донные 47.9% (<i>Pinnularia</i> , <i>Navicula</i> , <i>Amphora</i>)	53.8
Ткани водно-болотных высших растений	60	Золотистые водоросли	13.2
<i>Betula</i> sp.	ед.	Высшие растения	31.1
<i>Sphagnum</i>	ед.	<i>Spongia</i>	1.9
<i>Bryozoa</i>	ед.		
Водно-болотные отложения. Слабопроточная литораль неглубокого водоема, заросшего водными и водно-болотными макрофитами			

Примечание. * Ботанический состав рассчитан в % от суммы биоостатков размерностью более 250 мкм; ** комплексный состав рассчитан в % от суммы биоостатков размерностью 4–250 мкм; биоостатки определялись до рода. Прочерк – не определено, н/о – не обнаружено.

заросшего водно-болотными и водными растениями. Ровная граница торфа с подстилающими алевритами и характер растительных сообществ позволяют предполагать постепенное зарастание водоема на фоне непрерывного осадконакопления, что важно для последующей оценки возраста закрытия (зарастания) водоема.

Вблизи подошвы торфа (в 4–15 см выше) прослеживается горизонт мощностью 2–2.5 см, представленный коричневато-серым среднезернистым песком с линзами песка тонкозернистого; алевритовая фракция в песках отсутствует (см. рис. 26). Наиболее тонкая песчаная фракция тяготеет преимущественно к кровле горизонта, но иногда образует скопления в виде линз или присутствует в качестве примеси к основной массе песка (см. рис. 36). Песчаный горизонт прослеживается в расчистках на расстоянии 1.5–2 км вдоль разреза. При петрографических наблюдениях видно, что песок в основном состоит из вулканического стекла, для которого характерны пузыри удлиненной формы. Присутствуют плагиоклазы, клинопироксен, титаномагнетит, апатит и единичные амфиболы. Фенокристы часто заключены в “рубашки” вулканического стекла. Все зерна имеют свежий облик, не окатаны. Таким

образом, можно утверждать, что песчаный материал представляет собой вулканический пепел. Биоанализ пробы этого песка (проба НИ, см. табл. 1) показал, что в нем содержится большое количество остатков диатомей, причем 80% из них составляют донные виды. Также обнаружены цисты водных золотистых водорослей, споры сфагновых мхов (*Sphagnum* sp.) и спиккулы губок (*Spongia* sp.). Сохранившиеся фрагменты скелета губок свидетельствуют о спокойной водной обстановке. Таким образом, в основании “Нижнего торфа” установлен прослой тефры, которая отлагалась в мелком, слабопроточном водоеме.

Средняя часть торфа (проба А–2, см. рис. 26, табл. 1) сформирована исключительно высшими растениями: березой (*Betula* sp.), ивой (*Salix* sp.), различными видами осок (*Cyperaceae*) и стрелолистом (*Sagittaria* sp.). Такая ассоциация характеризует древесный низинный торф, накапливавшийся в условиях хорошего дренажа, что позволило развиваться древесно-кустарниковой растительности.

В верхней части “Нижнего торфа” присутствует слой торфа с песком (ТП) мощностью около 30 см (см. рис. 26, 3в). ТП представлен частым переслаиванием слабогумусированных тонкозер-

нистых песков и маломощных горизонтов торфа, подобная текстура напоминает ленточную слоистость. Нижняя граница с однородным торфом постепенная. Верхняя граница — резкая, но без видимого несогласия, подчеркнута тонким (1 см) прослойком алеврита светлого розовато-коричневого (см. рис. 3в). Вблизи кровли торф (проба А-3, см. рис. 2б, табл. 1) в основном сложен сфагновыми мхами (*Sphagnum*) с примесью осоковых (*Cyperaceae*) и небольшого количества березы (*Betula* sp.), поэтому может быть охарактеризован как осоково-сфагновый низинный, сформированный в условиях обильного питания слабоминерализованными грунтовыми водами. Очевидно, что тонкозернистые пески пачки ТП накапливались во влажном, существенно моховом болоте только на заключительном этапе формирования “Нижнего торфа”. Песок мог попадать в болото в результате эолового переноса или перидического смыыва с окрестных водоразделов в периоды снеготаяния. Важно подчеркнуть, что песчаный материал начал захораниваться вместе с торфом с некоторого определенного момента и впоследствии продолжал равномерно накапливаться. Можно предположить, что источник сноса этих песков возник внезапно, и затем продолжал существовать на некотором неизменном расстоянии от торфяного болота (толщина слоев и размерность зерен песка оставались постоянными).

Следующую крупную пачку (мощностью около 2 м) в разрезе можно идентифицировать как “мореноподобный суглинок” (см. рис. 2б). В стенке обнажения отложения этой пачки, действительно, выглядят как суглинок, однако при детальном наблюдении видно, что они представлены светло-серыми с сизым оттенком, однородными, очень тонкозернистыми песками со значительным количеством примеси относительно крупных обломков (до 2 см), в разной степени окатанных (вплоть до гальки) и разнородных по составу (присутствуют и вулканыты, и метаморфиты). Слоистость в отложениях отсутствует. При намокании стенки в расчистке, пески оплывают с образованием причудливых натек: отчетливо выраженные тиксотропные свойства песка свидетельствуют о присутствии в нем примеси глинистого материала. Граница с вышележащим слоем резкая, но без видимых нарушений.

В береговом обрыве, в 1–2 км южнее “суглинка” фациально замещаются мощной (до 8–9 м) толщей, формирующей прижим, непроходимый во время прилива. Подошва не вскрыта. Отложения характеризуются темно-серой или темно-рыжей окраской, насыщены древесной, щепной и мелкими глыбами (диаметром до 25 см), хаотично расположенными в песчаном заполнителе. Обломки в основном неокатанные, галька встречается редко. Обломки сцементированы уплотненным, неотсортированным разнозернистым пес-

ком. Слоистость в отложениях отсутствует. Выходы подобных темно-рыжих конгломератов с мелкими глыбами были также встречены в 5 км южнее изученного разреза (см. рис. 4). Кровля толщи конгломератов неровная, граница с вышележащим слоем несогласная.

Верхнюю часть плейстоценового разреза мы, вслед за нашими предшественниками, назвали “пестрой толщей”. В разрезе Митога 2-я эта толща, мощностью 2–3 м, характеризуется двучленным строением. Нижняя половина толщи представлена пачкой мягких гумусированных тонкозернистых песков, включающих прослой (15–30 см) очень плотного сильно разложившегося торфа. Слоистость толщи горизонтальная. Граница с подстилающими “мореноподобными суглинками” неровная. В песках довольно много остатков пресноводных диатомовых водорослей. В местах выходов темно-рыжих конгломератов, в подошве “пестрой толщи” были встречены крупные линзы (длиной 1.5–2 м, мощностью до 30 см) суглинков, не содержащих органических остатков. При прослеживании пачки переслаивания песка и торфа в разных расчистках, видно, что торфяные прослои иногда сливаются и образуют единый горизонт мощностью до 1 м, или “Верхний торф”. Этот торф древесно-гипновый (проба А-4, см. рис. 2б, табл. 1), он мог образоваться в условиях значительной обводненности при повышенной минерализации питающих вод. Подобная обстановка могла существовать в очень топком болоте, сформировавшемся в озерной котловине со слабопроточным режимом. Верхняя половина “пестрой толщи” представлена белесыми суглинками и светло-светло-серыми мягким однородными тонкозернистыми песками, с включениями ярких псевдоморфоз, развитых по корням растений. Слой характеризуется неясно выраженной тонкой горизонтальной слоистостью. При петрографических наблюдениях видно, что среди песчаных зерен присутствует значительное количество вулканического стекла, а также амфиболы, плагиоклазы, рудные минералы; отмечается обилие диатомовых водорослей. По-видимому, обсуждаемый слой в основном состоит из переотложенного вулканического пепла. Предположительно, этот материал представляет собой тефру извержения вулкана Опала, возраст извержения Опала IV оценивается около 40 тыс. ¹⁴C лет [Мелекесцев, 2016]. Граница между верхней и нижней частями “пестрой толщи” отчетливо выражена, осложнена затеками и крупными карманами глубиной до 15 см, форма которых подчеркнута светло-оранжевым наилком, т.е. фиксируется перерыв в осадконакоплении.

“Усть-Большереецкие слои” песков мы наблюдали в береговом обрыве южнее прижима, сложенного темно-рыжими конгломератами; они непрерывно прослеживаются вплоть до мыса Ле-

Таблица 2. Результаты радиоуглеродного датирования плейстоценовых торфов разреза Митога 2-я

№ ГИН-	Номер пробы*	Стратиграфический уровень	Материал	¹⁴ C дата, лет	Календарный возраст**, лет
15815	A-4	Низы “Верхнего торфа”	Торф древесно-гипновый низинный	42.780 ± 400	45.800 (46.881–45.246)
15814	A-3	Кровля “Нижнего торфа”	Торф осоково-сфагновый низинный	>49.500	>49.500
15813	A-2	Середина “Нижнего торфа”	Торф древесный низинный	>49.500	>49.500
15812	A-1	Основание “Нижнего торфа”	Торфянистый сапропель	41.300 ± 470	44.700 (45.665–43.910)

Примечания. Определения радиоуглеродного возраста проведены по горячим щелочным вытяжкам из торфа. *Положение проб в разрезе см. рис. 2б. **Приведение ¹⁴C дат к календарному возрасту выполнено по программе OxCal v4.3.2 [Bronk Ramsey, 2009]. В скобках указан максимальный возрастной интервал с 95% вероятностью, перед скобками – предполагаемый календарный возраст лет назад (calBP).

вашова, а также выходят на поверхность в карьере около пос. Усть-Большерецк. При наблюдениях вблизи прижима, установлено, что “пески” залегают выше “суглинков”; они неясно стратифицированы, с фрагментами грубо-косослоистых серий; характеризуются неоднородным гранулометрическим составом и содержат включения гальки. Бровка берегового обрыва, сложенного песками, в основном понижается по мере продвижения на юг, ее высота варьирует от 12 до 4 м. При этом отчетливо видно, что падение слоев подчеркивает локальные понижения бровки в местах выхода ручьев. По-видимому, “пески” отлагались сериями довольно бурных (серии грубой косой слоистости) водных потоков. Не исключено, что “Усть-Большерецкие слои” формировались в несколько этапов.

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ПОГРЕБЕННЫХ ТОРФОВ РАЗРЕЗА МИТОГА 2-я

Результаты ¹⁴C-датирования погребенных торфов разреза Митога 2-я. По образцам “Верхнего” и “Нижнего” торфа было проведено изотопное датирование. С помощью радиоуглеродного метода (табл. 2) установлено, что низинное болото, характеризующее ранний этап накопления “пестрой толщи”, существовало около 43–42 тыс. ¹⁴C л.н., т.е. около 46–45 тыс. календарных л.н.

Такая оценка возраста близко согласуется с данными [Боярская и др., 1976; Мелекесцев, 2016; Новейшие ..., 1978] для этого же стратиграфического уровня. Две даты по “Нижнему торфу” показали запредельный возраст, а третья, отобранная в подошве, оказалась явно омоложенной. Это омоложение можно связывать и с особенностями ботанического состава пробы (торфянистый сапропель озерной сплавины) и, что кажется нам более вероятным, с застоём современной воды на водоупоре подстилающих алевритов.

Результаты ²³⁰Th/U-датирования нижнего торфа разреза Митога 2-я. Для проведения уран-ториевого датирования была отобрана серия из 12 образцов, охватывающая всю мощность “Нижнего торфа”. Однако, после проведения радиоуглеродного датирования и получения данных о ботаническом составе торфа, были задействованы только восемь проб, которые не были обогащены песками, не содержали водной растительности и не имели возможного контакта с застойными водами (см. рис. 2б, пробы U-3–U-10).

В табл. 3 приведены результаты количественного определения изотопов урана и тория и их соотношения в образцах “Нижнего торфа”. В изохронных координатах аналитические данные расположены достаточно близко друг к другу (рис. 5а).

Классическая коррекция аналитических данных подразумевает построение линейной зависимости, нахождение ториевого индекса (отрезка отсечения на оси ординат) и расчет изохронного возраста [Максимов, Кузнецов, 2010]. В данном случае коэффициент линейной зависимости относительно невысок, но, тем не менее, изохронный возраст может быть вычислен для серии из всех 8 образцов, соответственно 79 ± 16/11 тыс. лет (см. рис. 5а). Учитывая незначительный разброс аналитических данных в изохронных координатах, для контроля полученной датировки мы также использовали нелинейную методику расчета возраста [Geyh, 2001; Максимов, Кузнецов, 2010; Максимов и др., 2017, 2019]. В этом случае изохронный возраст составил 87 ± 7 тыс. лет (см. рис. 5б), что согласуется с вышеприведенными данными, рассчитанными по линейной методике.

Необходимо отметить, что на изохронной диаграмме (см. рис. 5а) общая группа точек образует две подгруппы, для каждой из которых также можно применить нелинейную методику расчета. Соответственно, изохронные датировки будут равны 87 ± 7 и 90 ± 8 тыс. лет, что не противоре-

Таблица 3. Результаты радиохимического анализа изотопов урана и тория в образцах “Нижнего торфа” из разреза Митога 2-я

№ лаб.	№ пробы*	Зола, %	²³⁸ U	²³⁴ U	²³⁰ Th	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³⁴ U	²³⁴ U/ ²³⁸ U
			распадов в минуту на грамм					
			TSD модель					
1576t	U-3	47.46	0.5217 ± 0.0169	0.5285 ± 0.0172	0.5143 ± 0.0155	0.5147 ± 0.0154	0.9731 ± 0.0431	1.0131 ± 0.0415
1577t	U-4	43.21	0.5165 ± 0.0161	0.5322 ± 0.0165	0.4762 ± 0.0142	0.4424 ± 0.0135	0.8947 ± 0.0385	1.0305 ± 0.0400
1578t	U-5	54.93	0.5855 ± 0.0146	0.6133 ± 0.0150	0.5443 ± 0.0146	0.5654 ± 0.0149	0.8875 ± 0.0322	1.0474 ± 0.0309
1579t	U-6	75.72	0.6360 ± 0.0223	0.6905 ± 0.0235	0.6344 ± 0.0176	0.6580 ± 0.0179	0.9188 ± 0.0403	1.0857 ± 0.0473
1580t	U-7	65.65	0.5574 ± 0.0119	0.6143 ± 0.0127	0.5192 ± 0.0116	0.5065 ± 0.0114	0.8452 ± 0.0257	1.1021 ± 0.0328
1581t	U-8	61.97	0.5986 ± 0.0188	0.6185 ± 0.0194	0.5862 ± 0.0188	0.5814 ± 0.0184	0.9478 ± 0.0425	1.0332 ± 0.0412
1582t	U-9	66.62	0.5221 ± 0.0149	0.5263 ± 0.0150	0.4797 ± 0.0166	0.5040 ± 0.0171	0.9115 ± 0.0409	1.0081 ± 0.0361
1586t	U-10	73.67	0.5524 ± 0.0158	0.6031 ± 0.0167	0.5515 ± 0.0199	0.5156 ± 0.0191	0.9144 ± 0.0416	1.0919 ± 0.0386

Примечание. * – положение проб в разрезе см. рис. 2б.

чит возрастным данным, полученным по общей группе точек.

Таким образом, все полученные изохронные датировки согласуются между собой, что позволяет предположить выполнение предпосылок изохронного приближения для серии образцов “Нижнего торфа” (см. рис. 2б, пробы U-3–U-10). Наиболее вероятный интервал времени формирования этих отложений около 90–80 тыс. лет назад.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При сравнении разреза Митога 2-я с опорными разрезами междуречья Хомутина–Митога очевидно, что некоторые крупные пачки отложенный довольно уверенно коррелируются: это “сизые илы”, “мореноподобные суглинки” и “пестрая толща”. Поэтому полученные нами оценки возраста и результаты комплексных исследований ряда отложений можно соотнести и с большинством других разрезов фрагмента охотомор-

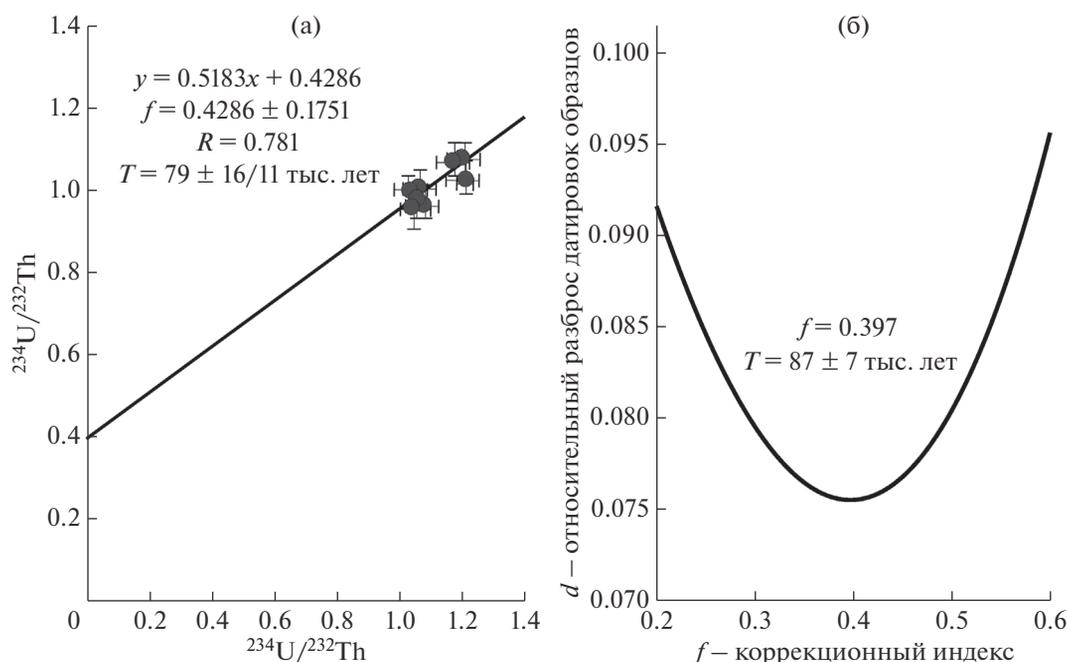


Рис. 5. Линейная зависимость (изохрона) по аналитическим данным 8 образцов “Нижнего торфа” (U-3–U-10) и изохронный возраст, рассчитанный по линейной методике [Максимов, Кузнецов, 2010] (а) и определение изохронного возраста для серии из 8 образцов “Нижнего торфа” (U-3–U-10) с применением нелинейной методике [Максимов и др., 2019] (б).

ского берега от устья р. Хомутины на севере до мыса Левашова на юге.

Толща “сизых илов”. По нашим наблюдениям и данным работы [Новейшие ..., 1978], эти отложения встречаются южнее устья р. Хомутины вплоть до р. Митога 2-я, а также в районе пос. Зуйково (см. рис. 1). Т.е. их распространение довольно локально. Характеристики состава воды с проточным режимом, тип осадков, особенности биоты, локальное распространение — все это позволяет предполагать существование крупного озерно-лагунного эстуария. В наши дни такие водоемы весьма характерны для охотоморского побережья Камчатки, например, озеро Большое, представляющее собой озерно-лагунный эстуарий р. Большой (см. рис. 1). Однако, если мы считаем, что “илы” формировались в эстуарии, причем, довольно крупном, то возникает вопрос — с устьем какой реки он мог быть связан? Современные реки Утка и Митога не имеют подобных образований, возможно, вследствие своей относительной маловодности. А вот в устье р. Большой сформирован подходящий по размеру озерный бассейн. Если на этапе формирования “илов” камчатские реки были существенно более многоводны, чем сейчас, то можно было бы ожидать и более широкого распространения отложений, связанных с озерными эстуариями, а этого не наблюдается (выше рассматривалось довольно локальное распространение толщи). Остается предполагать, что русло или один из рукавов самой крупной реки Большой занимали иное положение, а устье располагалось ближе к нашим точкам опробования.

Поскольку установлено последовательное непрерывное зарастание водоема с “илами”, то радиоизотопные даты, полученные уран-ториевым методом по “Нижнему торфу”, напрямую характеризуют и возраст кровли толщи “илов”. Завершение озерной стадии эстуария датируется 90–80 тыс. л.н. Данных о том, с чем было связано осушение озера, мы пока не имеем. Можно предполагать изменение русла питающей реки; изменение конфигурации песчаных пересыпей, полностью закрывших озеро; однако, наиболее вероятной причиной представляется понижение уровня Мирового океана, которое фиксируется около 80 тыс. л.н. [Rovere et al., 2016; Spratt, Lisiecki, 2016]. В последнем случае наши оценки возраста получают дополнительное обоснование.

В основании “Нижнего торфа” обнаружен горизонт погребенной тефры неизвестного источника, выпавшей около 90–80 тыс. л.н. В скважинах Охотского моря в близком возрастном диапазоне (87.3–86.8 тыс. л.н.) установлен прослой криптотефры M5.2, которую связывают с одним из извержений кальдеры Асо (о. Кюсю) [Gorbanenko et al., 2014]. Однако в нашем разрезе тефра

имеет мощность 2–2.5 см и состоит преимущественно из среднезернистого песка, что не позволяет сопоставлять ее с прослоем криптотефры. При этом макрохарактеристики прослоя — мощность, цвет, размерность материала, особенности стратификации и минералогического состава — весьма похожи на две тефры 30-тысячного возраста (K2 и K3), связанные с извержениями кальдерного комплекса Немо (кальдеры II и III, по [Мелекесцев и др., 1997]) на о. Онекотан [Деркачев, Портнягин, 2013]. Возможно, нам удалось обнаружить пирокластику более раннего этапа эксплозивной активности этого центра — кальдеры Немо-I, которая, по мнению И.В. Мелекесцева с соавторами [1997], могла образоваться в середине позднего плейстоцена.

Толщу “диагонально- и косослоистых песков” мы обсуждать не можем, поскольку сами не работали с этими отложениями. Однако ее возраст должен быть пересмотрен с учетом новых хронологических данных. Поскольку “пески” залегают на “сизых илах”, то, соответственно, не могут быть древнее 90 тыс. лет. Не исключено, что в разрезе Митога 2-я стратиграфический интервал “косослоистых песков” может быть представлен прослоем торфа с песком (ТП, см. рис. 2б), установленном в кровле “Нижнего торфа”. На наш взгляд, единственное объяснение появления и особенностей формирования прослоя ТП (см. выше) может заключаться в том, что недалеко от разреза Митога 2-я произошло очень быстрое, “залповое” отложение мощной толщи песков, которые стали перевеваться и накапливаться в торфяном болоте в качестве своеобразной золовой примеси. Однако, это пока только предположение.

Толща “мореноподобных суглинков”. Наши предшественники предполагали либо водный, либо ледниковый тип отложения “мореноподобных суглинков” охотоморского берега и коррелировали их с “мореноподобной толщей” яров Центральной Камчатки, считая, что отложения связаны со среднеплейстоценовым оледенением [Новейшие ..., 1978]. Нами установлено, что “мореноподобная толща” Центральной Камчатки представляет собой отложения крупного грязевого потока (сея), который сошел с восточных склонов Срединного хребта около 46 тыс. л.н. [Максимов и др., 2019; Певзнер и др., 2019а, 2020]. По результатам изотопно-геохронологических исследований погребенных торфов разреза Митога 2-я, возраст “мореноподобных суглинков” можно оценить интервалом дат 90–46 тыс. лет, т.е. поздним плейстоценом (MIS 5-3)¹. На первый взгляд, повторяющаяся и в Центральной, и на За-

¹ Здесь и далее данные о возрасте и характеристике климата морских изотопно-кислородных стадий (MIS), по [Lisiecki, Raymo, 2005].

падной Камчатке дата в 46 тыс. лет позволяет считать события синхронными и провести корреляцию толщ из разных районов полуострова. Однако в разрезе Митога 2-я “Верхний торф”, по которому получена дата, начал накапливаться несколько позже, чем образовалась толща “суглинков”. Об этом свидетельствуют линзы осадков, не содержащих органики, перекрывающих выходы сцементированных конгломератов (см. рис. 4б). Отсутствие видимого размыва кровли “Нижнего торфа” позволяет соотнести полученные уранториевые даты со временем отложения “мореноподобных суглинков” и датировать толщу концом MIS 5 (около 90–80 тыс. лет).

Однако на основании пока одного датированного разреза предпочтительнее все же оценить возраст “суглинков” окончанием MIS 5 – первой половиной MIS 3. Этот промежуток времени характеризовался довольно теплым климатом [Hughesa, Gibbard, 2018; Lisiecki, Raymo, 2005; Razjigaeva et al., 2011], что не позволяет предполагать образование значительных ледников и ассоциированных с ними морен. Так, например, для последних 180 тыс. лет на Аляске и в северной Канаде, где климат гораздо более суровый, чем на Камчатке, выделяют ледники, связанные только с похолоданиями MIS 6 и MIS 2 [Duk-Rodkin, Varendregt, 2011]. При этом пик ледовитости в Охотском море зафиксирован 138–128 тыс. л.н, что соответствует концу среднеплейстоценового времени (MIS 6) [Nürnberg et al., 2011].

Попробуем решить проблему происхождения толщи “мореноподобных суглинков” с учетом характера ее распространения и особенностей состава содержащегося в ней каменного материала. Отложения толщи зафиксированы в разрезах между мысом Левашова и устьем р. Хомутины [Новейшие ..., 1978], причем наибольшую мощность толща имеет в районе устья р. Утки и Митога 2-й. При этом большая часть обломков представлена лавами основного состава, а гранитоиды встречаются относительно редко. Аналогичные отложения были установлены и на протоке Амчигача, т.е. в среднем течении р. Большой [Беспалый, Давидович, 1974]. Согласно данным геологической карты [Государственная ..., 2006], на широте обсуждаемого района охотоморского берега в Срединном хребте распространены исключительно метаморфические породы, а ближайшие к нашим разрезам вулканиты расположены либо в 200 км к северу, либо в 60 км к юго-востоку. Транспортировку “северных” вулканитов мы вынуждены исключить вследствие особенностей пространственного положения разрезов. Вулканисты, расположенные к юго-востоку от р. Митога 2-я (в истоках р. Карымчиной), представлены крупным массивом г. Большой Ипельки, хребта Балаганчик, вулканом Опала и многочисленными лавовыми излияниями Толмачева Дола. Причем,

только для вулкана Опала характерны породы кислого состава, а остальные указанные объекты сложены породами преимущественно основного и среднего составов [Государственная ..., 2006, 2013].

Согласно схеме соотношения конечноморенных комплексов и реконструкции ледников двух фаз позднеплейстоценового оледенения южной части Западно-Камчатской низменности [Брайцева и др., 1968, с. 150, рис. 45; Мелекесцев, 1974, с. 416, рис. 124], разрез Митога 2-я и все остальные точки установленного выхода “мореноподобных суглинков” и конгломератов попадают в поле распространения морен I–ой фазы позднеплейстоценового оледенения. Эта фаза оледенения на Камчатке сопоставлялась с раннезырянским оледенением Сибири и, следовательно, могла относиться к возрастному интервалу 75–50 тыс. л.н. [Четвертичные оледенения ..., 1987]. В современной литературе указанный возраст соответствует изотопной стадии MIS 4, которая характеризовалась умеренно теплым климатом, и образование покровных или даже полупокровных оледенений в это время было маловероятно (см. выше).

Одним из истоков морены I–ой фазы, распространившейся в районе наших исследований, считается хребет Балаганчик, с которого стекает р. Карымчина [Брайцева и др., 1968; Мелекесцев, 1974; Barr, Clark, 2012]. На рис. 6 видно, что поверхности, ранее выделенные как морена, связаны с отложениями многочисленных крупных обвалов. Два обвала, сошедшие с южных отрогов горы Загайновка и с юго-восточного склона г. Кушелок, показаны на рис. 6б, в, где отчетливо видно и бровку срыва, и зеркало скольжения, и собственно обвальные тела, осложненные ступенями отседания. При этом на хребте Балаганчик (см. рис. 6а) не наблюдается ни ледниковых цирков, ни даже каров, которые могли бы служить ледоёмом. В долине реки Карымчиной (см. рис. 6а) не читаются плечи ледникового трога, отсутствуют ригели и котловины выполаживания – морфоструктуры, характерные для ледниковых долин. В этом районе никем в литературе не отмечены ни “барьяны лбы”, ни ледниковая штриховка, ни борозды сглаживания. Таким образом, мы вынуждены констатировать, что в верховьях р. Карымчиной следы позднеплейстоценового оледенения не фиксируются, но, напротив, ярко выражены многочисленные обвалы.

Мы пытаемся идентифицировать отложения, сложенные песками, щебнем, дресвой и глыбами с небольшой примесью гальки и валунов (“мореноподобные суглинки” и конгломерат). Подобный набор материала вполне может соответствовать различным фациям крупных обвалов.

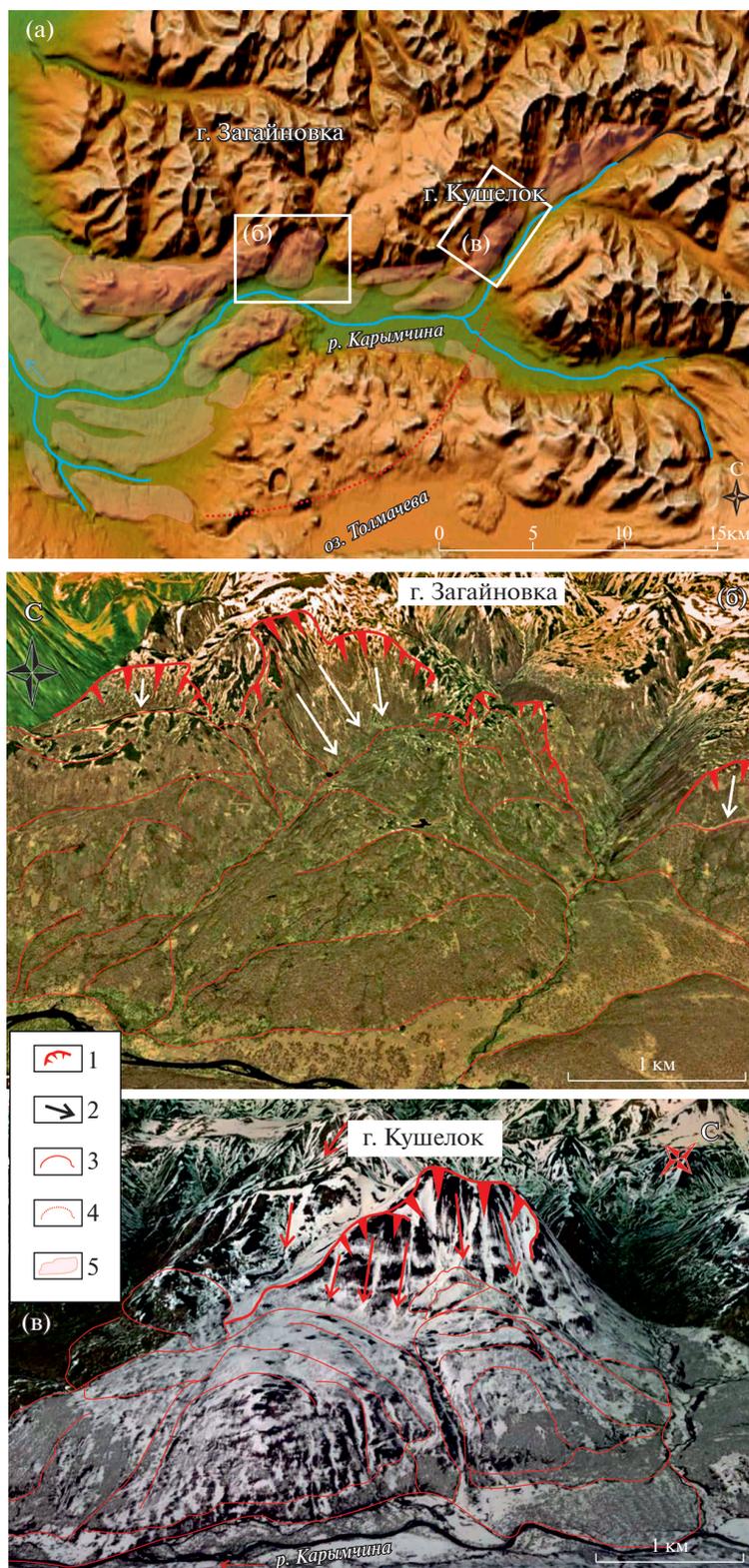


Рис. 6. Обвалы верховьев р. Карымчиной.

а – общий вид долины верхнего течения р. Карымчиной, б – обвал с южных отрогов г. Загайновка, в – обвал юго-восточного склона г. Кушелок (рис. 6б, 6в выполнены на картографической основе Google Earth).

1 – бровки обвальных цирков; 2 – направление схода обвальных масс; 3 – отдельные порции обвала и разноуровневые ступени отседания; 4 – предполагаемая граница распространения обвала с г. Кушелок; 5 – сохранившиеся в рельефе фрагменты обломочных отложений.

Многочисленные обвалы на молодых и древних вулканах известны по всему миру и в том числе на Камчатке [Горбач и др., 2015; Зеленин и др., 2015; Мелекесцев и др., 1991; Певзнер и др., 2018; Popomareva et al., 2007]; мощность обвальных толщ может достигать первых сотен метров, а максимальный пробег 120 км [Blahůt et al., 2019; Carrasco-Núñez et al., 2006; Crandell et al., 1984; Siebert, 1984 и др.]. Установлено, что дальность распространения обломочного материала коррелирует с объемом обвальных масс и высотой падения, а пробег материала по инерции увеличивается при наличии мелких частиц, которые образуются в базальных частях обломочной лавины, формируя своеобразную “смазку”, способствующую движению [Linares-Guerrero et al., 2007]. Присутствие базальной “смазки” характерно именно для обломочных лавин с большим пробегом, когда коллапсирующие массы движутся вниз по глубокому узким долинам и становятся полностью или почти полностью сжиженными у своего основания в процессе истирания каменного материала [Caballero, Capra, 2011; Tost et al., 2014]. При этом оказывается важно, чтобы при начале движения обломочная лавина перемещалась в довольно узком коридоре, поскольку при свободном широком распространении подобного истирания базального слоя не происходит [Ui, Glicken, 1986]. Материал “смазки” может представлять собой глинисто-песчаную матрицу с плохой сортировкой, в которой оказываются взвешены (хаотически распределены) разноразмерные обломки, иногда галька и валуны, изредка фрагменты древних подстилающих осадочных пород [Tost et al., 2014].

Приведенное описание базальной “смазки” исключительно близко соответствует характеристике “мореноподобного суглинка” в разрезах на междуречье Хомутиной и Митоги (см. выше). Наличие “смазки” хорошо объясняет дальность пробега обвала (обломочной лавины) хребта Балаганчик (около 100 км), а относительно узкая долина р. Карымчиной между хр. Балаганчик и г. Большой Ипелькой (10 км, рис. 7) также удовлетворяет условию образования диспергированного базального слоя. Значительный перепад высоты между местом отрыва породы в хребте Балаганчик и зоной аккумуляции на берегу Охотского моря составляет более 1000 м (г. Кушелок, 1145.5 м), что позволяет предполагать и высокую скорость схода лавины. Отложения конгломерата, описанного нами вблизи разреза Митога 2-я (см. выше), можно интерпретировать как отложения собственно обвала, “приехавшего на плечах” разжиженного базального слоя.

Крайне затруднительно посчитать не только объем, но даже площадь этой обломочной лавины, поскольку отложения сохранились фрагментарно. Объем сохранившихся фрагментов обва-

лов гор Загайновка и Кушелок (см. рис. 6б, в) можно оценить в 0.6 и 0.7 км³ соответственно. И таких обвалов в верховьях р. Карымчиной много. По самым осторожным оценкам, суммарная площадь перемещенного материала могла составлять не менее 1500 км², а объем – не менее 15 км³ (возможно, существенно больше). Пока мы не располагаем данными о причинах образования такого гигантского обрушения. Они могут быть весьма разнообразны: сейсмические события, активизация вулканизма в сопредельном районе, гидротермальная активность и даже аномально высокое количество осадков в этот период.

В результате схода обломочной лавины хребта Балаганчик современная долина р. Большой должна была оказаться запруженной обвальными массами (см. рис. 7). Выше мы писали, что озерный эстуарий, в котором могли формироваться отложения “сизых илов”, должен был располагаться между современными реками Хомутина и Митога 2-я, а питать его могла только довольно полноводная река. Возможно, до схода обвала р. Быстрая не сливалась с р. Плотниковой, а напрямую текла в Охотское море. И устье р. пр. Быстрой могло находиться существенно севернее. Когда же западное подножие Срединного хребта оказалось завалено мощной толщей обвала, то пр. Быстрая была вынуждена огибать препятствие, в результате чего она изменила свое русло, превратившись в приток р. Плотниковой.

Предполагая, что долины рек Быстрой и Плотниковой были перегорожены крупным обвалом, мы неизбежно приходим к тому, что должно было образоваться и подпрудное озеро. Возможно, именно его контуры читаются в подрезанных склонах предгорий Срединного хребта с абсолютными отметками около 100 м, а также в правом борту р. Начиловой и левом – р. Плотниковой (см. рис. 7). Со временем, полноводные реки Быстрая и Плотникова прорвали запруды и, возможно, отложения, связанные с катастрофическим спуском озера, мы видим в качестве “Усть-Большерецких песков”, которые распространены между прижимом около Митоги 2-й и пос. Зуйково. Примечательно, что они везде приурочены к относительно невысоким поверхностям. Прорыв запруды мог быть как одномоментный, так и многофазный. По особенностям распространения “Усть-Большерецких песков” можно предполагать многорукавность этого прорыва, что, скорее, свидетельствует в пользу многофазного сценария.

“Пестрая толща”, в отличие от “Усть-Большерецких песков”, напротив, распространена на высоких водоразделах – она накапливалась на отложениях обвала (“мореноподобных суглинках” и конгломератах). Ее нижняя часть обычно характеризуется торфом (например, “Верхний торф”



Рис. 7. Схема распространения обвала с хребта Балаганчик и окрестных высот и положение предполагаемого подпрудного озера в долине р. Большой.

1 – самые крупные обвалы цирки; 2 – сохранившиеся в рельефе фрагменты обломочных отложений; 3 – предполагаемое подпрудное озеро; 4 – предполагаемое положение р. пра-Быстрой с озерным эстуарием; 5 – главное направление перемещения обвалных масс; 6 – направление стока вод, связанных с прорывом запруды.

разреза Митога 2-я) или оторфованными отложениями. Верхняя же часть практически не содержит органических остатков, причем, в нашем разрезе довольно очевидна резкая несогласная граница между оторфованным низом и лишенным органического вещества верхом толщи.

На основании восьми радиоуглеродных дат, полученных по торфам (трех – из работ [Боярская и др., 1976; Новейшие ..., 1978], четырех – из работы [Мелекесцев, 2016] и нашей даты по “Верхнему торфу”), возрастной диапазон существования оторфованной части “пестрой толщи” можно, с учетом доверительных интервалов, оценить около 44–33 тыс. ^{14}C л.н. В календарном времени это составляет 47–37 тыс. л.н. Что же могло произойти около 37 тыс. лет назад, когда в болотах, покрывавших “суглинки”, внезапно перестал накапливаться торф? До похолодания, связанного с максимумом последнего оледенения (LGM, MIS 2), было еще далеко. Возможно, именно в это время и произошел спуск подпрудного озера, что резко изменило уровень грунтовых вод и привело к иссушению территории. Примечательно, что в это же время фиксируется и некоторое снижение

уровня Мирового океана [Rovere et al., 2016; Spratt, Lisiecki, 2016].

В осадках восточной части Охотского моря зарегистрировано несколько пиков сноса терригенного материала (темноцветных минералов и кварца). Интервал времени 45–30 тыс. л.н. характеризуется быстрым и мощным привносом терригенного материала и пресной воды [Nürnberg et al., 2011]. Возможно, этот материал был вынесен в результате прорыва подпрудного озера. Ранее было установлено, что мутьевые потоки, связанные с выносом отложений катастрофических прорывов крупных подпрудных озер, могут распространяться на 400 км [Norgmark, Reid, 2003].

В интервале возраста около 90–85 тыс. л.н. зафиксирован еще более яркий пик привноса терригенного материала на шельф Охотского моря; и сразу после этого пика отмечается существенное угнетение бентосных фораминифер [Nürnberg et al., 2011]. Мы полагаем, что подобные изменения в прикамчатской акватории могли быть вызваны выносом в море материала катастрофического обвала хребта Балаганчик и распространением протяженных мутьевых потоков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые определен изотопный возраст доголоценовых отложений, слагающих береговые обрывы охотоморского побережья Камчатки в районе р. Митога 2-я — все они образовались в позднем плейстоцене. Установлено, что толща “сизых илов и глин” представляет собой отложения крупного эстуария озерного типа, который начал заболачиваться около 90–80 тыс. л.н. Таким образом, все осадки, перекрывающие “илы”, начали формироваться не ранее 90 тыс. л.н. (конец MIS 5).

Толща “мореноподобных суглинков” представляет собой диспергированный базальный слой обвала, сошедший с южных склонов хребта Балаганчик и соседних высот. Собственно обвальные отложения представлены в береговых обрывах темно-серыми или темно-рыжими конгломератами, которые формируют прижим к югу от устья р. Митоги. Обвал мог образоваться в хронологическом диапазоне 90–46 тыс. л.н. (конец MIS 5—начало MIS 3), однако, нам представляется, что наиболее вероятный возраст этого события ближе к 90–80 тыс. лет. Спровоцировать эту крупную природную катастрофу могли как эндогенные, так и экзогенные факторы. При этом множественность обвальных цирков в хребте Балаганчик и на ближайших высотах, скорее, позволяют предполагать эндогенный триггер (сейсмика и/или вулканическая активность в сопредельных районах).

Обвал, распространившись на 100 км (площадь отложений не менее 1500 км², объем не менее 15 км³), перегородил русла рек Быстрой и Плотниковой, в результате чего было образовано подпрудное озеро. Прорыв запруды и спуск озера произошел предположительно около 37 тыс. л.н., пески этого события зафиксированы в береговых обрывах между р. Митога 2-я и пос. Зуйково.

В результате проведенных исследований впервые удалось хронометрировать большую часть отложений опорных разрезов охотоморского берега Камчатки. Однако, требуются дополнительные работы и по уточнению возраста и параметров обвала хребта Балаганчик, и по толще “диагонально- и косослоистых песков”. Кроме изотопного датирования погребенных органических остатков мы планируем привлекать и альтернативные методы, такие как тефрохронологию и корреляцию событий с данными морских скважин. Очевидно, что такое крупное событие, как установленный нами обвал, должно быть зарегистрировано в отложениях прикамчатской акватории Охотского моря в виде мутьевых потоков или иных изменений осадконакопления. Корреляция природных событий позднего плейстоцена Западной и Центральной Камчатки также требует дополнительных данных, однако, уже намечается общий этап

катастрофических перестроек рельефа в конце изотопной стадии MIS 5 (около 80 тыс. л.н.).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность рецензенту Т.К. Пинегиной за высказанные замечания, которые помогли улучшить рукопись статьи, а также В.В. Пономаревой, В.В. Петровой и Е.В. Щепетовой за ценные советы и плодотворное обсуждение наших материалов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с Госзаданием по теме ГИН РАН № 0135-2019-0059 и при финансовой поддержке проектов РФФИ № 17-05-00352 (полевые работы и аналитические исследования) и № 20-05-00085 (анализ данных и написание статьи).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алешинская З.В., Боярская Т.Д., Воскресенская Т.Н., Свиточ А.А.* Новые данные о позднекайнозойских отложениях Западной Камчатки // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226. № 1. С. 155–158.
- Базанова Л.И., Брайцева О.А., Дирксен О.В. и др.* Пеплопады крупнейших голоценовых извержений на траверсе Усть-Большерецк–Петропавловск–Камчатский: источники, хронология, частота // Вулканология и сейсмология. 2005. № 6. С. 30–46.
- Беспалый В.Г.* Схема стратиграфии плейстоценовых отложений Камчатки // Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки / Отв. ред. А.В. Ложкин и др. Магадан, 1974. С. 109–131.
- Беспалый В.Г., Давидович Т.Д.* Страторайоны плейстоцена Камчатки // Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки / Отв. ред. А.В. Ложкин и др. Магадан, 1974. С. 26–82.
- Боярская Т.Д., Воскресенская Т.Н., Свиточ А.А., Шлюков А.И.* Стратиграфия новейших отложений и палеогеография плейстоцена Западной Камчатки // Вестник МГУ. Серия 5. География. 1976. № 1. С. 93–98.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупкина Е.Г.* Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 226 с.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В.* Четвертичные оледенения // Камчатка, Курильские и Командорские острова / Отв. ред. И.В. Лучицкий. М.: Наука, 1974. С. 402–425.
- Горбач Н.В., Самоilenко С.Б., Плечова А.А., Мельников Д.В.* Обвал на вулкане Жупановский (Камчатка) в июле 2015 г.: первые данные и наблюдения // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 3. Вып. 27. С. 5–11.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист N-57 – Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 376 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Западно-Камчатская. Листы N-57-XXV (Усть-Большерецк), N-57-XXXI (Октябрьский), M-57-I (Озерновский). М.: МИНГЕО, 1989.

- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Хангарская. Лист N-57-XXVI (Дальний). Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 2013. 181 с.
- Деркачев А.Н., Портнягин М.В.* Маркирующие прослои тефры катастрофических извержений кальдерного комплекса Немо (о. Онекотан, Курильские острова) в позднечетвертичных отложениях Охотского моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 5. С. 94–112.
- Зеленин Е.А., Пономарева В.В., Михайлюкова П.Г., Мельников Д.В.* Обвал на действующем вулкане Желтовский (Южная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. 26. С. 51–59.
- Камчатка, Курильские и Командорские острова / Авторский коллектив: И.В. Мелекесцев, О.А. Брайцева, Э.Н. Эрлих и др. / Отв. ред. И.В. Лучицкий. М.: Наука, 1974. 439 с.
- Кордэ Н.В.* Биостратификация и типология русских сапропелей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 219 с.
- Куприна Н.П.* Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 216. М.: Наука, 1970. 148 с.
- Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю.* Новая версия $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования верхне- и среднеплейстоценовых погребенных органогенных отложений // Вестник СПбГУ. 2010. Сер. 7. Вып. 4. С. 94–107.
- Максимов Ф.Е., Щетников А.А., Кузнецов В.Ю. и др.* Уран-ториевый возраст казанцевского (МИС 5) горизонта в Усть-Одинском опорном разрезе верхнего неоплейстоцена (Предбайкалье) // Докл. АН. 2017. Т. 473. № 2. С. 185–189.
- Максимов Ф.Е., Певзнер М.М., Петров А.Ю. и др.* Возраст толщи “косослоистых песков” опорного разреза яр Средний (Центральная Камчатка) по данным комплексного $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ и ^{14}C датирования торфа // Докл. АН. 2019. Т. 488. № 3. С. 288–293.
- Мелекесцев И.В.* Эксплозивное кальдерообразующее суперизвержение Опала IV – крупнейшее на Камчатке за последние 50 тыс. лет // Вулканология и сейсмология. 2016. № 1. С. 21–36.
- Мелекесцев И.В.* Низкогорные массивы и цокольные равнины Западной и Восточной Камчатки // Камчатка, Курильские и Командорские острова / Отв. ред. И.В. Лучицкий. М.: Наука, 1974. С. 250–259.
- Мелекесцев И.В., Литасова С.Н., Сулержицкий Л.Д.* О возрасте и масштабе катастрофических извержений типа направленного взрыва вулкана Авачинский (Камчатка) в позднем плейстоцене // Вулканология и сейсмология. 1991. № 2. С. 3–12.
- Мелекесцев И.В., Вольнец О.Н., Антонов А.Ю.* Кальдера Немо III (о-в Онекотан, Северные Курилы): строение, ^{14}C -возраст, динамика кальдерообразующего извержения, эволюция ювенильных продуктов // Вулканология и сейсмология. 1997. № 1. С. 32–51.
- Михайлов В.Н., Горин С.Л., Михайлова М.В.* Новый подход к определению и типизации эстуариев // Вестник МГУ. Серия 5. География. 2009. № 5. С. 3–11.
- Новейшие отложения и палеография плейстоцена Западной Камчатки / Отв. ред. Б.И. Вгюрин, А.А. Свиточ. М.: Наука, 1978. 122 с.
- Певзнер М.М.* Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки // Тр. ГИН РАН. Вып. 608. М.: ГЕОС, 2015. 252 с.
- Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д.* Вулканический массив Шивелуч, Камчатка: этапы развития магматической системы (результаты геохронологических и термобарогеохимических исследований) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 4. С. 15–25.
- Певзнер М.М., Яшина О.В., Смышляева О.И. и др.* Опорные разрезы рыхлых отложений позднего-среднего плейстоцена Камчатки: современное состояние, проблема возраста и перспективы изучения // Литология и полез. ископаемые. 2019а. № 1. С. 60–89.
- Певзнер М.М., Каримов Т.Д., Нечушкин Р.И.* Возраст рыхлых отложений опорных разрезов Центральной Камчатки по данным радиоуглеродного датирования // “Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений”. Всероссийская научная конференция с международным участием, посвященная 90-летию со дня рождения Л.Д. Сулержицкого, 24–26 апреля 2019 г. М.: ИГ РАН, ГИН РАН, 2019б. С. 68.
- Певзнер М.М., Каримов Т.Д., Нечушкин Р.И.* Толща “синих глин” Центральной Камчатки: возраст и проблема происхождения // Вулканизм и связанные с ним процессы. XXII региональная научная конференция, посвященная Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 29–30 марта 2019 г. // Материалы конференции. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019в. С. 102–105.
- Певзнер М.М., Максимов Ф.Е., Каримов Т.Д. и др.* Природные катастрофы позднего плейстоцена Центральной Камчатки // Вулканизм и связанные с ним процессы. XXIII региональная научная конференция, посвященная Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 30–31 марта 2020 г. // Материалы конференции. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020.
- Свиточ А.А.* Морской плейстоцен дальневосточных побережий России (стратиграфия и палеогеография) // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 3. С. 76–93.
- Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полutom 2). М.: Недра, 1984. 556 с.
- Топографическая карта N-57-B, масштаб 1 : 500 000 (Петропавловск-Камчатский). Хабаровск: ВТУ ГШ, 1972.
- Успенская О.Н.* Другие водоросли // Общие закономерности возникновения и развития озер. Методы изучения истории озер. (Серия: История озер СССР). Л.: Наука, 1986. С. 146–151.
- Четвертичные оледенения на территории СССР. М.: Наука, 1987. 126 с.
- Barr I.D., Clark C.D.* Late Quaternary glaciations in Far NE Russia; combining moraines, topography and chronology to assess regional and global glaciation synchrony // Quaternary Sci. Rev. 2012. V. 53. P. 72–87.
- Bischoff J.L., Fitzpatrick J.A.* U-series dating of impure carbonates: An isochron technique using total-sample dissolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 543–554.
- Blahůt J., Balek J., Klimeš J. et al.* A comprehensive global database of giant landslides on volcanic islands // Landslides. 2019. V. 16. P. 2045–2052.
- Bronk Ramsey C.* Dealing with outliers and offsets in radiocarbon dating // Radiocarbon. 2009. V. 51(3). P. 1023–1045. <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>
- Carrasco-Núñez G., Díaz-Castellón R., Siebert L. et al.* Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The role of sloping substrate and implications for

- hazard assessment // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2006. V. 158. Iss. 1–2. P. 151–176.
- Caballero L., Capra L.* Textural analysis of particles from El Zaguán debris avalanche deposit, Nevado deToluca volcano, Mexico: Evidence of flow behavior during emplacement // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2011. V. 200. Iss. 1–2. P. 75–82.
- Crandell D.R., Miller C.D., Glicken H.X. et al.* Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta volcano, California // *Geology.* 1984. V. 12. P. 143–146.
- Duk-Rodkin A., Barendregt R.W.* Stratigraphical Record of Glacials/Interglacials in Northwest Canada // *Dev. Quaternary Sci.* 2011. V. 15. P. 661–698.
- Geyh M.A.* Reflections on the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of dirty material // *Geochronometria.* 2001. V. 20. P. 9–14.
- Gorbarenko S., Chebykin E.P., Goldberg E.L. et al.* Chronicle of regional volcanic eruptions recorded in Okhotsk Sea sediments over the last 350 ka // *Quat. Geochronol.* 2014. V. 20. P. 29–38.
- Hughesa Ph.D., Gibbard Ph.L.* Global glacier dynamics during 100 ka Pleistocene glacial cycles // *Quat. Res.* 2018. V. 90. P. 222–243.
- Linares-Guerrero E., Goujon C., Zenit R.* Increased mobility of bidisperse granular avalanches // *Journal of Fluid Mechanics.* 2007. V. 593. P. 475–504.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanography.* 2005. V. 20. PA1003.
- Normark W.R., Reid J.A.* Extensive Deposits on the Pacific Plate from Late Pleistocene North American Glacial Lake Outbursts // *J. Geol.* 2003. V. 111(6). P. 617–637.
- Nürnberg D., Dethleff D., Tiedemann R. et al.* Okhotsk Sea ice coverage and Kamchatka glaciation over the last 350 ka – Evidence from ice-rafted debris and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2011. V. 310. P. 191–205.
- Ponomareva V.V., Kyle P.R., Melekestsev I.V. et al.* The 7600 (^{14}C) year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2004. V. 136(3–4). P. 199–222.
- Ponomareva V.V., Churikova T.G., Melekestsev I.V. et al.* Late Pleistocene–Holocene Volcanism on the Kamchatka Peninsula, Northwest Pacific region // “Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs” Geophysical Monograph Series / Eds J. Eichelberger et al. Washington: AGU, 2007. V. 172. P. 165–198.
- Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A. et al.* Last interglacial climate changes and environments of the Lesser Kuril arc, north-western Pacific // *Quat. Int.* 2011. V. 241. P. 35–50.
- Rovere A., Stocchi P., Vacchi M.* Eustatic and Relative Sea Level Changes // *Current Climate Change Reports.* 2016. V. 2. P. 221–231.
- Siebert L.* Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1984. V. 22. P. 163–197.
- Skrypnikova M., Uspenskaya O., Khokhlova O.* Paleoclimate Study of Mountain Ecosystems by Multiple Group Biological Analysis // *Journal of Mountain Science.* 2011. V. 43. № 1. P. 24–36.
- Spratt R.M., Lisiecki L.E.* A Late Pleistocene sea level stack // *Climate of the Past.* 2016. V. 12. P. 1079–1092.
- Tost M., Cronin S.J., Procter J.N.* Transport and emplacement mechanisms of channelised long-runout debris avalanches, Ruapehu volcano, New Zealand // *Bull. Volcanol.* 2014. V. 76. P. 881.
- Ui T., Glicken H.* Internal structural variations in a debris-avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA // *Bull. Volcanol.* 1986. V. 48. P. 189–194.

Late Pleistocene Catastrophic Landslide of the Balaganchik Ridge According to the Study of the Mitoga 2nd Reference Section (Western Kamchatka)

M. M. Pevzner¹, *, F. E. Maksimov², T. D. Karimov¹, S. B. Levchenko², R. I. Nechushkin¹, V. A. Grigoryev², A. Yu. Petrov², V. Yu. Kuznetsov², O. N. Uspenskaya³, Yu. V. Kushcheva¹

¹Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

²St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, 10-th Line, 33–35, St. Petersburg, 199034 Russia

³All-Russian Research Institute of Vegetable Production, Vereya village, 500, Ramensky district, Moscow region, 140153 Russia

*e-mail: m_pevzner@mail.ru

A new reference section of the Okhotsk seaside of Kamchatka in the Mitoga 2nd river area is studied and dated (^{14}C and $^{230}\text{Th}/\text{U}$). Deposits were correlated with previously known sections of the Khomutina–Mitoga interfluvies. It has been established that the thickness of the “dove-colored silts and clays” represents deposits of a large lake estuary, which began to swamp about 90–80 ka ago, and all sediments overlapping the “silts” began to form not earlier than 90 ka ago (end of MIS 5). Deposits of a catastrophic collapse (expansion of about 100 km, area $\geq 1500 \text{ km}^2$, volume $\geq 15 \text{ km}^3$), which descended from the Balaganchik ridge about 90–80 ka ago, were identified. Two main facies were established: a dispersed basal layer (stratum of “moraine-like loams”) and landslide proper sediments (conglomerate). The valleys of the Bystraya and Plotnikova rivers were blocked by a collapse, as a result of which a large dammed lake was formed. Deposits from the breakthrough of the dam are recorded on the coast between the Mitoga 2nd river and Zuykovo village. The catastrophic drainage of the lake could occur about 37 ka ago.

Keywords: Western Kamchatka, Late Pleistocene, catastrophic landslide, dammed lake, peat, uranium-thorium and radiocarbon dating.

ПАМЯТИ ВАЛЕРИЯ ПОРФИРЬЕВИЧА АЛЕКСЕЕВА



11 августа 2020 г. ушел из жизни Валерий Порфирьевич Алексеев — известный отечественный специалист в области литологии, угольной и нефтяной геологии, доктор геолого-минералогических наук, профессор Уральского государственного горного университета, Заслуженный геолог Российской Федерации.

В.П. Алексеев родился 12.10.1948 в г. Челябинске в семье служащих. В 1971 г. он с отличием окончил Свердловский горный институт (СГИ) по специальности “Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых”. В 1971–1976 гг. работал в Южно-Якутской комплексной экспедиции. В 1976 г. поступил в аспирантуру при Горном институте, а после ее окончания работал в СГИ/УГГА/УГГУ в должностях старшего научного сотрудника (1978–1987 гг.), доцента (1987–1989 гг.), проректора по учебной работе (1989–2000 гг.), главного научного сотрудника (2000–2002 гг.).

Кандидатскую диссертацию “Литология и условия формирования нерюнгринской свиты Южно-Якутского каменноугольного бассейна” В.П. Алексеев защитил в 1979 г. в Геологическом институте АН СССР, докторскую (“Внутриконтинентальные раннезозойские угленосные отложения азиатской части СССР”) — в 1990 г. во ВСЕГЕИ.

В 2002 г. в стенах родного вуза он организовал и возглавил кафедру “Литология и геология горючих ископаемых”, к работе на которой привлек высокопрофессиональных ученых и производственников, что сделало в традиционно “рудно-магматическом и метаморфическом” Екатеринбурге было далеко не просто. Основной задачей кафедры стала подготовка специалистов-литологов для предприятий нефтегазового комплекса Западной Сибири и Приуралья.

С 2012 г. В.П. Алексеев занимал должность профессора этой же кафедры, при этом практически все вопросы организации учебного процесса остались на его плечах. Более 10 лет он являлся также по совместительству главным специалистом филиала ООО “ЛУКОЙЛ-Инжиниринг ООО “Кога-лымНИПИнефть” в г. Тюмени, а в 2009–2011 гг. — профессором кафедры геологии и петрографии Тюменского государственного нефтегазового университета.

В Уральском государственном горном университете В.П. Алексеев читал курсы “Литология”, “Нефтегазовая литология”, “Формационный анализ”, “Геолого-экономическая оценка месторождений горючих ископаемых” и др., курировал студенческие практики, подготовку курсовых работ и написание дипломов. Он был одновременно и “грозой”, и наставником для студентов кафедры практически всех курсов. С 2003 г. кафедра выпустила более 150 дипломированных специалистов, подавляющее большинство которых трудится в нефтегазовой отрасли.

Много сил было вложено им, как членом диссертационных советов при УГГУ и Институте геологии и геохимии УрО РАН, в подготовку специалистов высшей квалификации. Валерий Порфирьевич стоял у истоков Уральских литологических совещаний, которые регулярно проводятся в Екатеринбурге с середины 1990-х гг.

Валерий Порфирьевич — автор и соавтор более 400 научных и учебно-методических работ, в том числе более 20 учебных пособий и монографий, множества выпусков межвузовских сборников под общим названием “Литология и геология горючих ископаемых”. В течение последних 10–15 лет практически не было такого года, когда свет не увидели бы его книги по разным вопросам литологии, а в 2006–2011 гг. под общей редакцией и при активном участии В.П. Алексеева был опубликован цикл работ по геологии и литологии мезозойских угле- и нефтеносных отложений Шаимского нефтегазоносного района Западной Сибири. Настольными для многих специалистов стали его атласы фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии) (2007 г.) и субаквальных фаций нижнемеловых отложений Западной Сибири (ХМАО-ЮГРА) (2014 г.). В 2019 г. им было опубликовано фундаментальное (72 а. л.) учебное пособие “Нефтегазовая литология”. В нем последовательно рассмотрены различные аспекты изучения осадочных толщ, включающих горючие полезные ископаемые. В этом же году увидела свет, как определяли ее сами авторы, “необычная пьеса, или литературно-геологическое эссе на заданную тему” — “Территория” О. Куваева и куваевская территория”, написанная В.П. Алексеевым и студентами группы ГН-14 УГГУ.

В.П. Алексеев был членом редколлегий журналов “Литология и полезные ископаемые” и “Литосфера” (в последнем — с момента его основания в 2001 г.) и Научного совета по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при Отделении наук о Земле РАН. Он — Почетный работник топливно-энергетического комплекса РФ (1999 г.), Почетный работник высшего профессионального образования России (2005 г.), награжден знаком “Шахтерская слава” III степени (2002 г.). В 2010 г. ему было присвоено почетное звание “Заслуженный геолог Российской Федерации”.

Он пользовался заслуженным авторитетом у студентов и ученых, а также геологов-производственников Урала. Его хорошо знали коллеги из Санкт-Петербурга, Москвы, Казани, Перми, Уфы, Ростова-на-Дону, Сыктывкара, Тюмени, Когалыма, Сургута, Ханты-Мансийска, Нижневартовска, Новосибирска, Томска и других городов России. И хотя некоторые его идеи не всегда и не всеми принимались сразу, они заставляли думать и по возможности уходило от общепринятых представлений и многих штампов.

Валерий Порфирьевич Алексеев был энергичным, целеустремленным и жизнелюбивым человеком и останется таким навсегда в нашей памяти.

*Коллеги,
Редколлегия журнала
“Литология и полезные ископаемые”*