

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

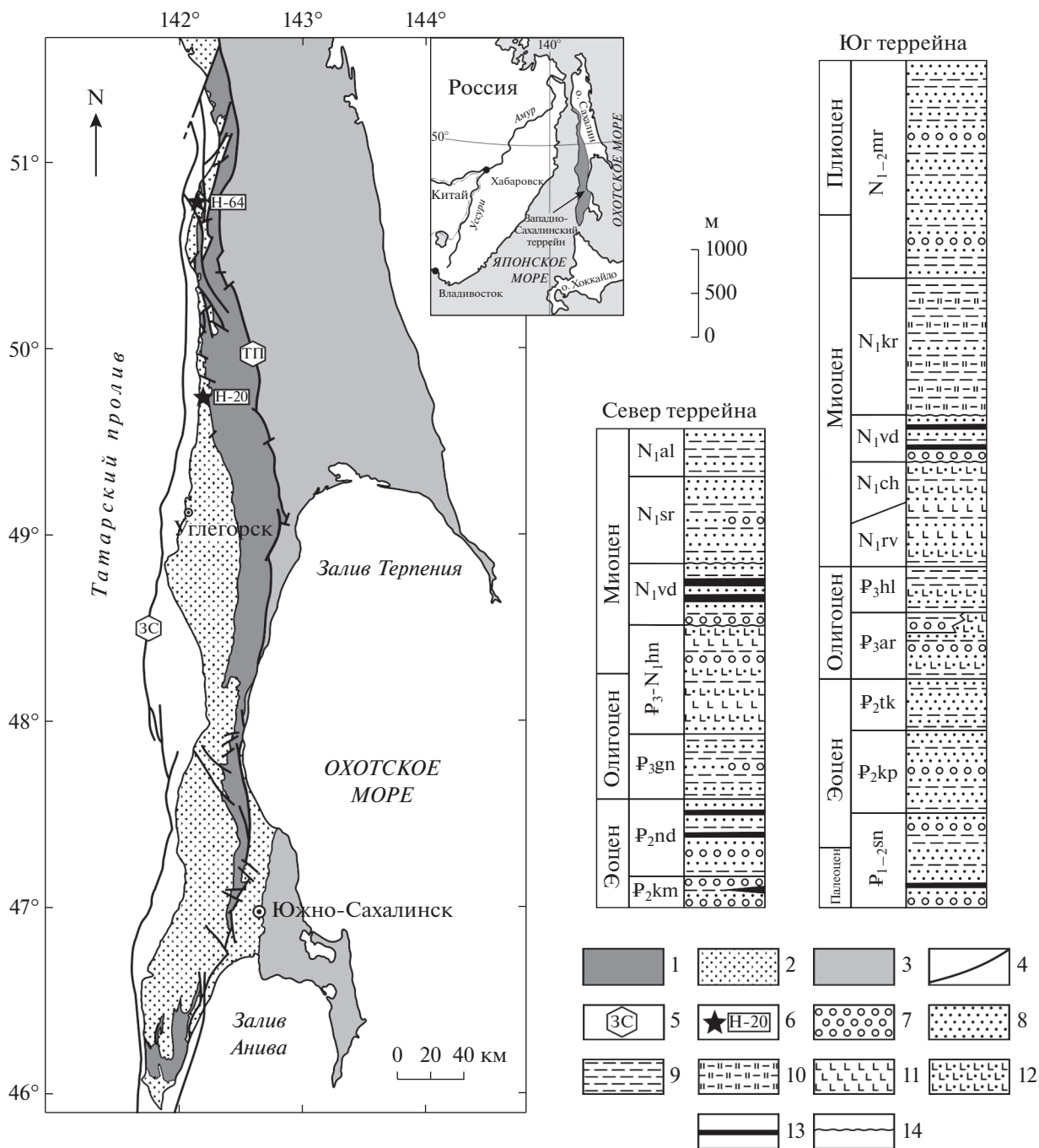


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и стратиграфические колонки кайнозойских отложений южной и северной частей Западно-Сахалинского террейна. Для карты: 1 – меловые терригенные образования; 2 – палеоцен-плиоценовые терригенные и вулканогенные образования; 3 – террейны и перекрывающие комплексы 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} – невольская, 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 ниже- 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; Курносков, 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-

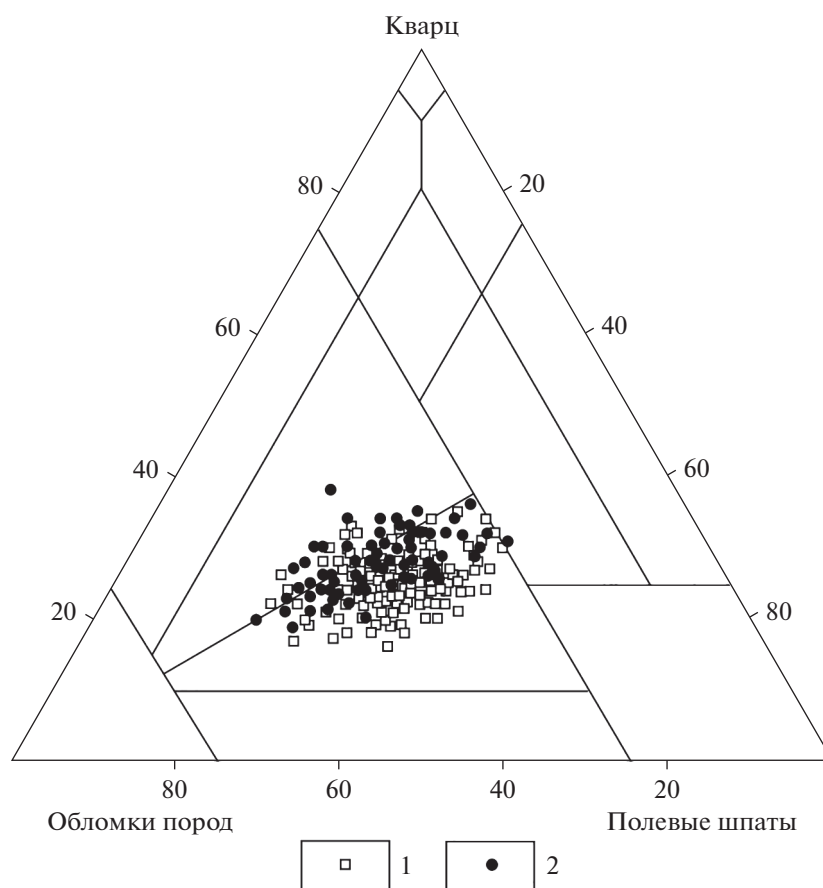


Рис. 2. Классификационная диаграмма типов песчаных пород кайнозоя Западно-Сахалинского террейна (частные значения) [Шутов, 1967].
1 – южная, 2 – северная части террейна.

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-

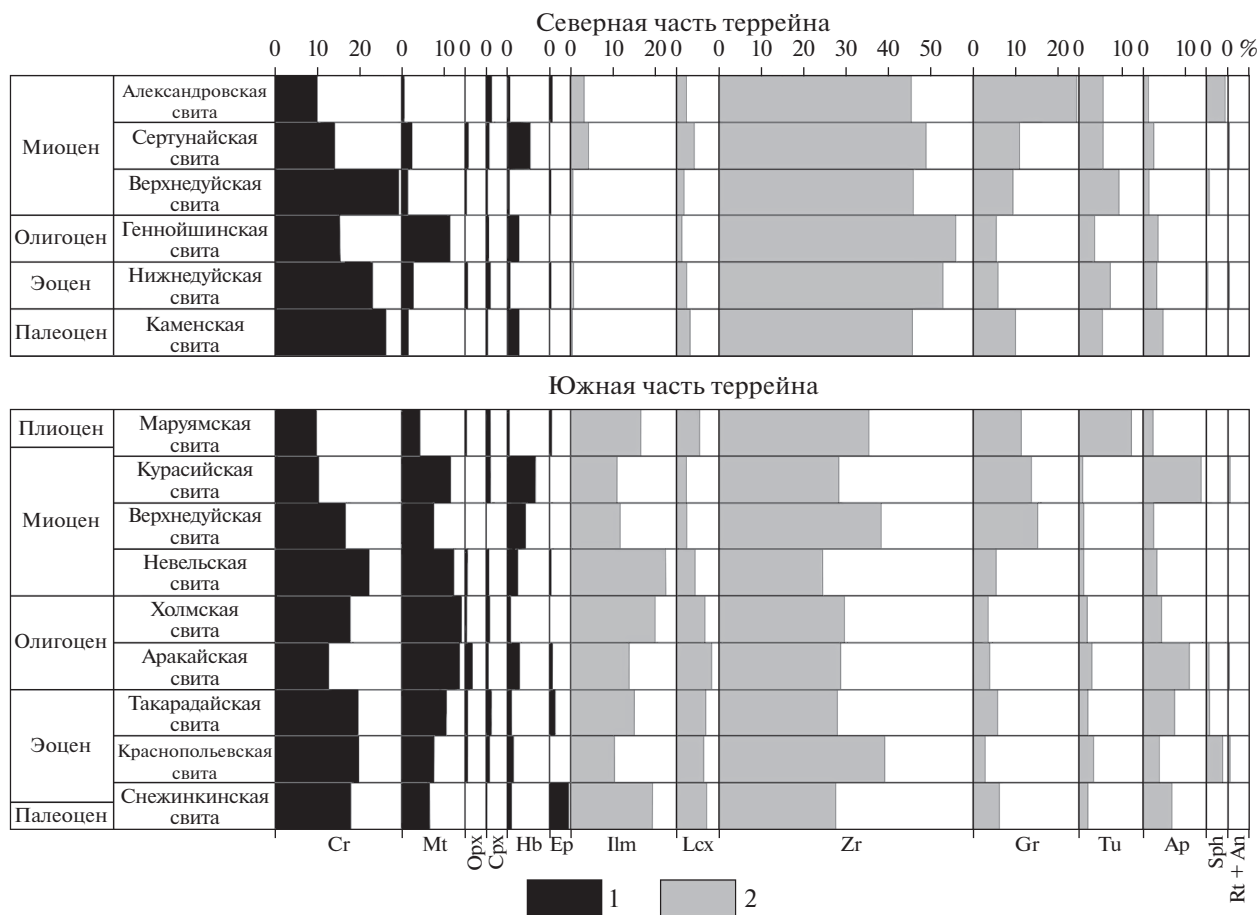


Рис. 3. Среднее содержание и характер распределения тяжелых обломочных минералов в песчаных породах кайнозоя Западно-Сахалинского террейна.

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

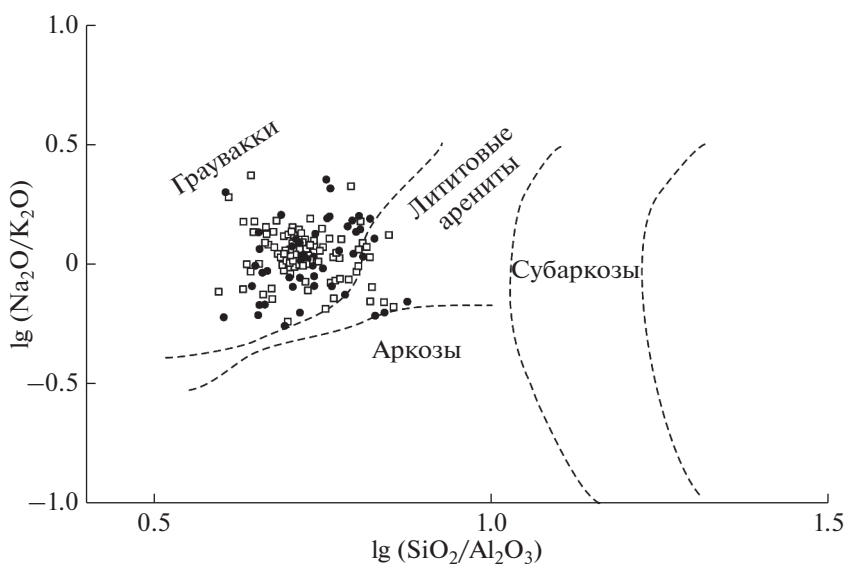


Рис. 4. Классификационная диаграмма $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ [Петтиджон и др., 1976] для песчаных пород кайнозоя Западно-Сахалинского террейна (частные значения).
Условные обозначения см. рис. 2.

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

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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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

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	8	7	10	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.

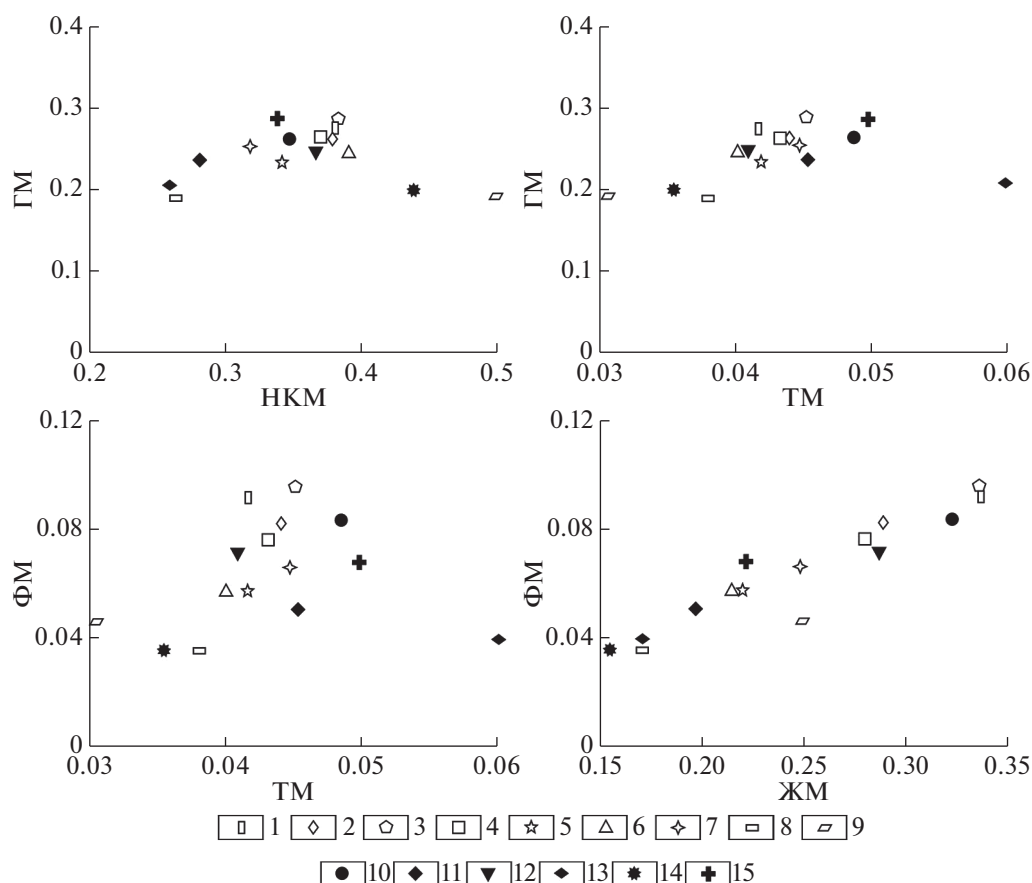


Рис. 5. Модульные диаграммы для песчаных пород кайнозоя Западно-Сахалинского террейна (здесь и далее – средние значения по свитам) [Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000].

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.

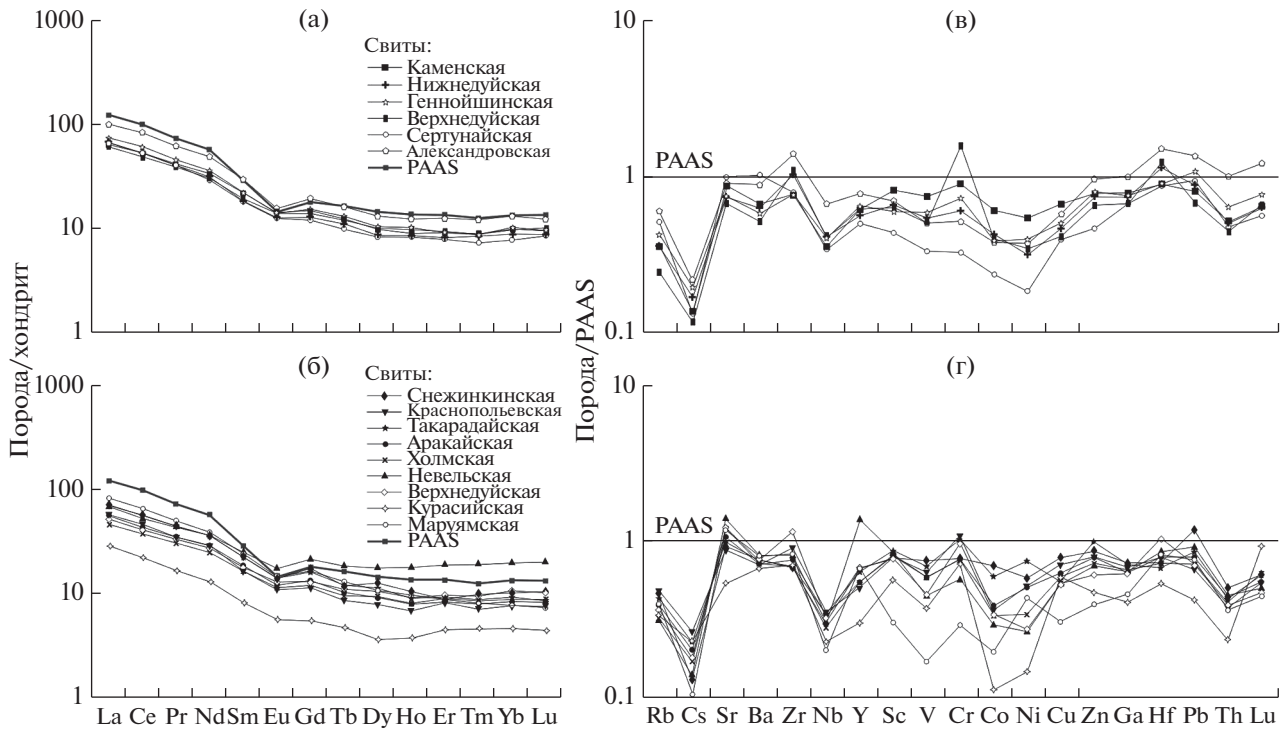


Рис. 6. Нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] спектры распределения РЗЭ (а, б) и нормированные по PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] содержания редких элементов (в, г) в песчаных породах кайнозоя Западно-Сахалинского террейна. а, в – северная, б, г – южная части террейна.

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 ($Al_2O_3 -$

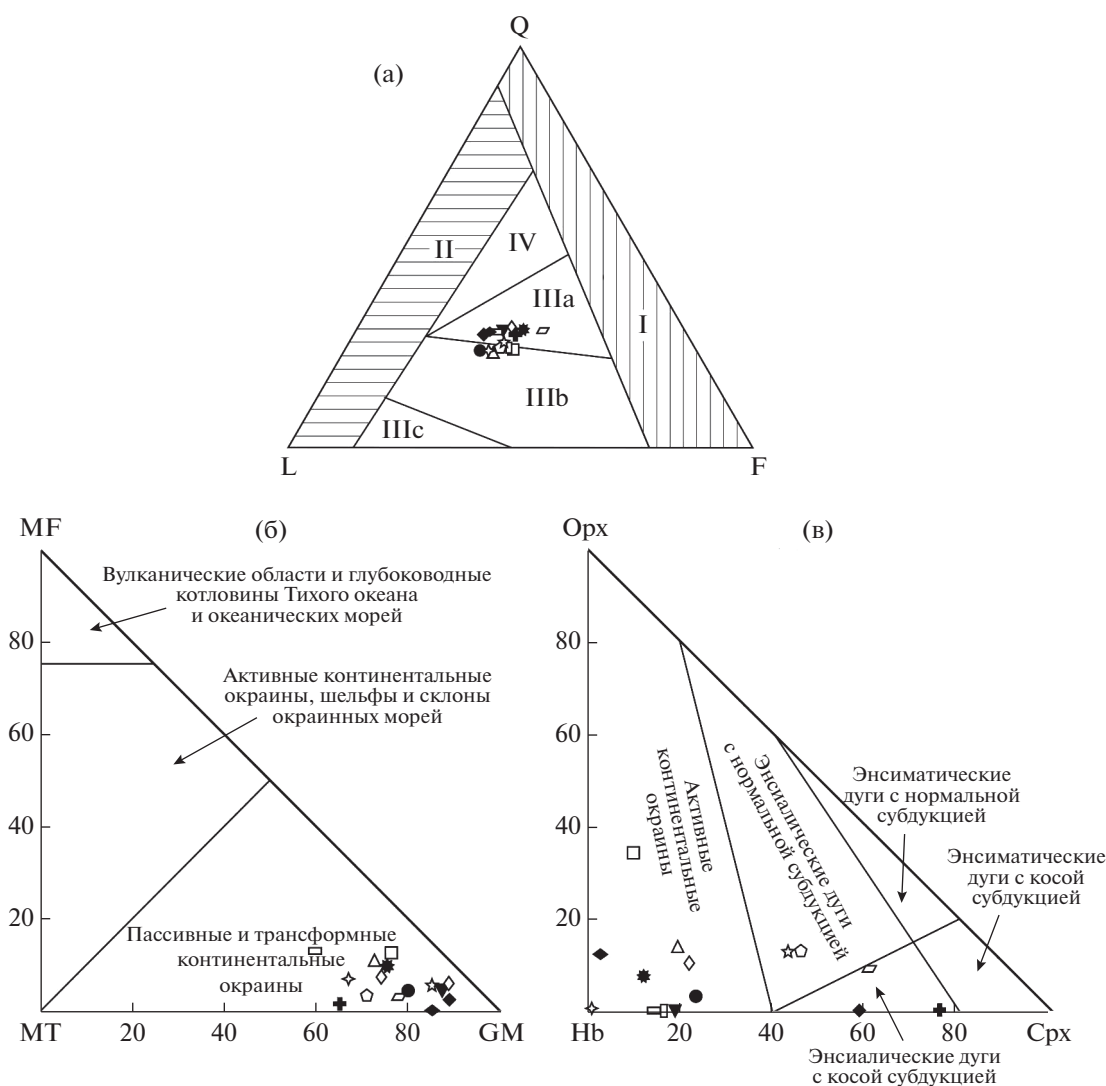


Рис. 7. Возможные типы источников питания для песчаных пород Западно-Сахалинского террейна. а – по породообразующим компонентам [Dickinson, Suczek, 1979]. Q – кварц, L – обломки пород, F – полевые шпаты. Типы источников питания: I – устойчивые кратоны и поднятые блоки основания, II – ремобилизованные 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

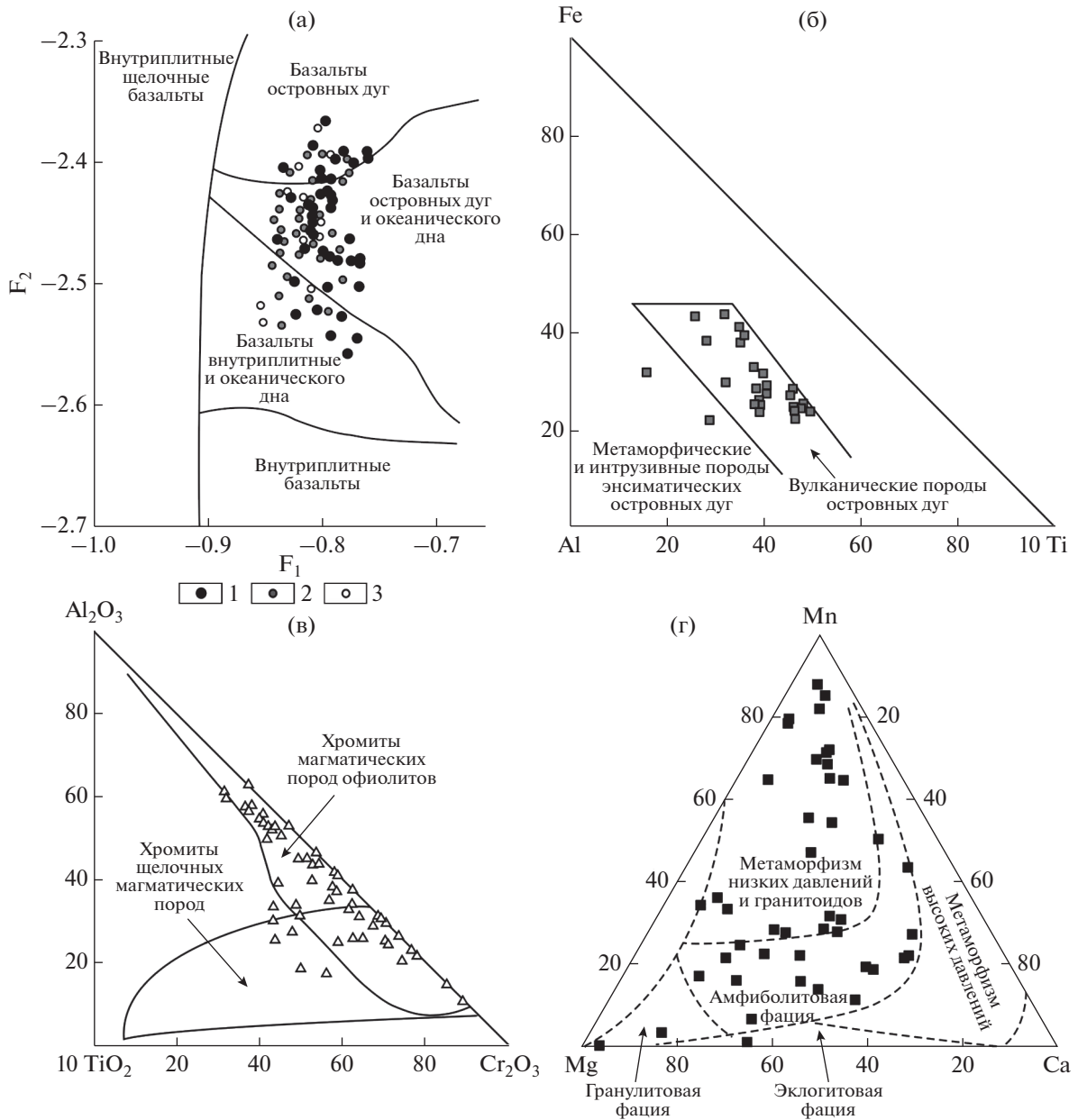


Рис. 8. Диаграммы составов тяжелых обломочных минералов из кайнозойских песчаников Западно-Сахалинского террейна и их вероятных магматических источников.
 а – для клинопироксенов [Nisbet, Pearce, 1987]: $F_1 = -0.012 \times SiO_2 - 0.0807 \times TiO_2 + 0.0026 \times Al_2O_3 - 0.0012 \times FeO - 0.0026 \times MnO + 0.0087 \times MgO - 0.0128 \times CaO - 0.0419 \times Na_2O$, $F_2 = -0.0496 \times SiO_2 - 0.0818 \times TiO_2 - 0.02126 \times Al_2O_3 - 0.0041 \times FeO - 0.1435 \times MnO - 0.0029 \times MgO - 0.0085 \times CaO + 0.0160 \times Na_2O$, 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 [Tegeto, 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

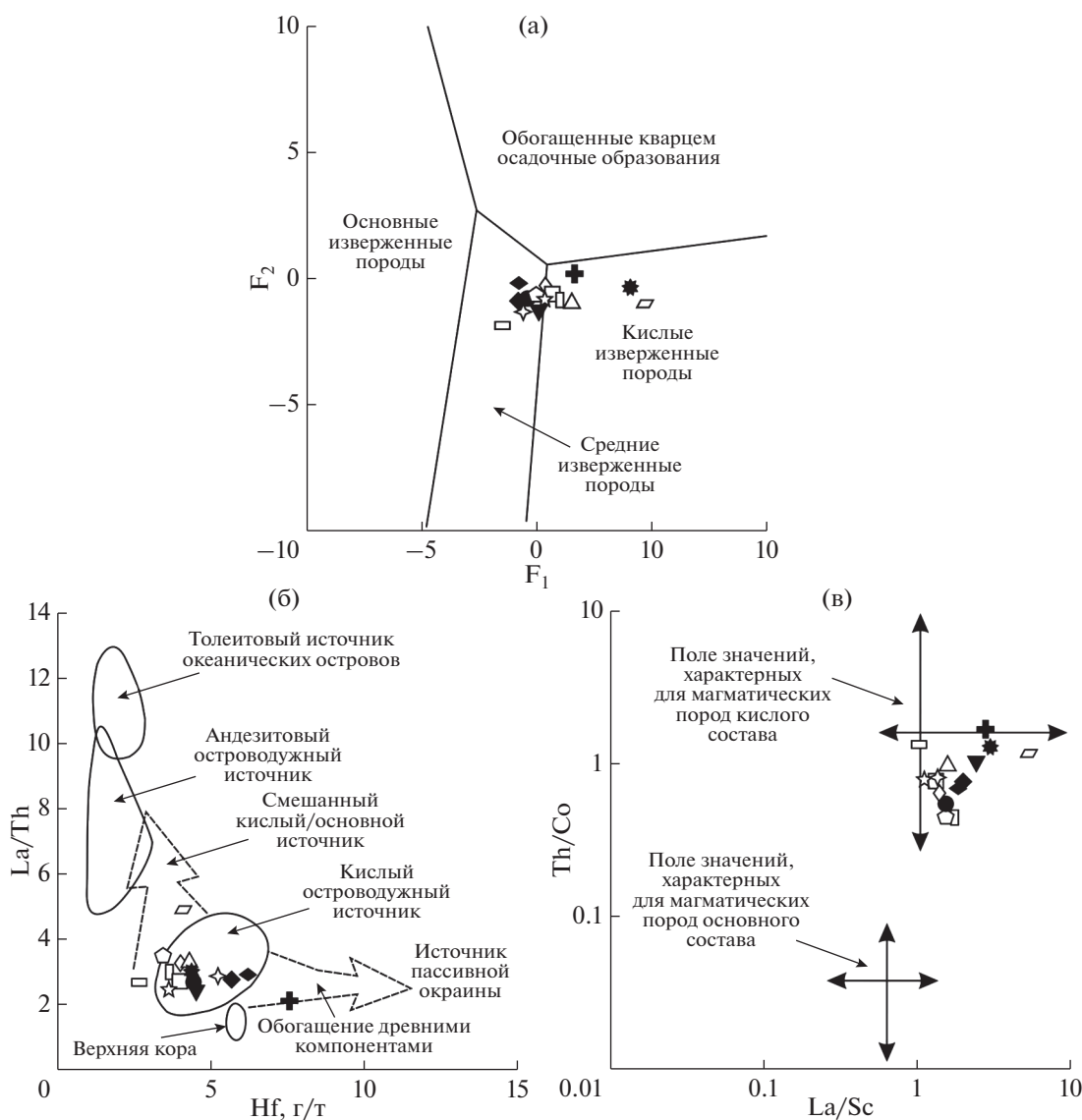


Рис. 9. Возможные источники обломочного материала для песчаных пород кайнозоя Западно-Сахалинского террейна на диаграммах F₁–F₂ [Roser, Korsch, 1988] (a), $F_1 = 30.638 \times \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 12.541 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{Al}_2\text{O}_3 + 7.329 \times \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3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

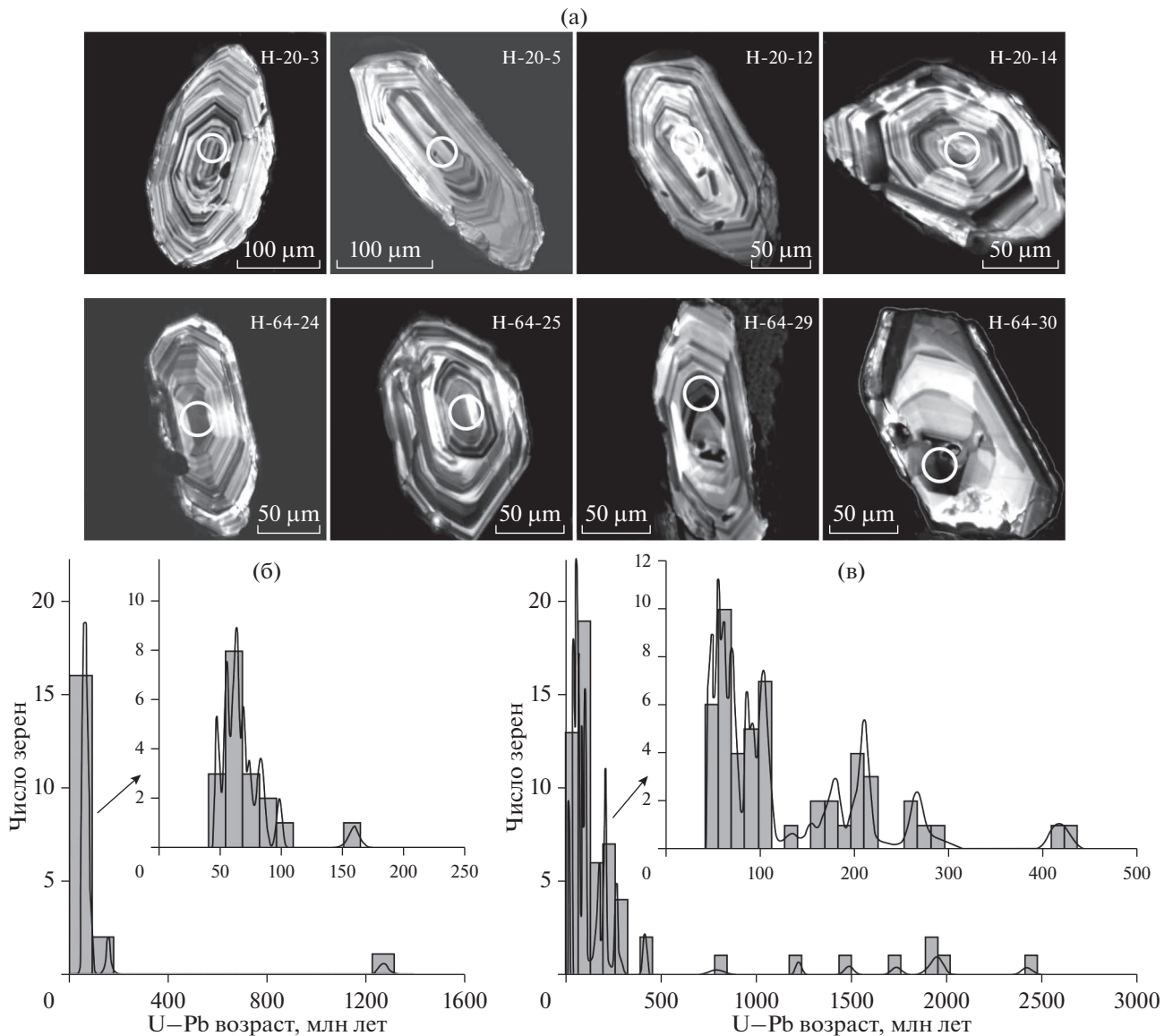


Рис. 10. Катодолюминесцентные изображения (а), гистограммы и графики плотности вероятности распределения U–Pb изотопных возрастов обломочных цирконов из песчаных пород каменской (проба Н-20) (б) и верхнедудьской (проба Н-64) (в) свит.

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 порообразующим 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 порообразующим 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), использующихся 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-

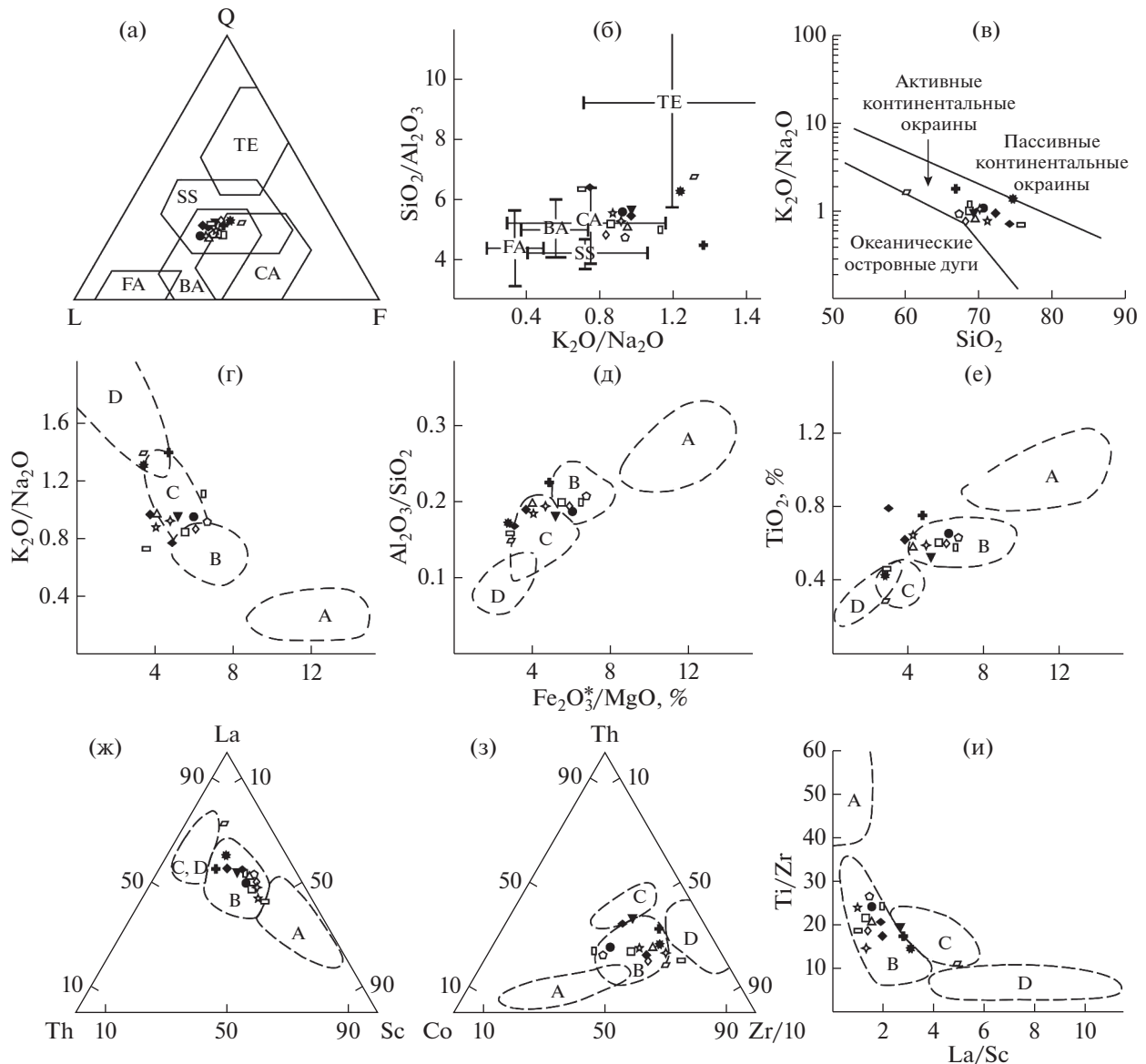


Рис. 11. Палеогеодинамические обстановки формирования терригенных отложений кайнозоя Западно-Сахалинского террейна.

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 сдвигами 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.