

УДК [552.513:552.143:551.242.22](571.63)

## РАННЕ-СРЕДНЕПЕРМСКИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ: ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2024 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 09.08.2023 г.

После доработки 07.09.2023 г.

Принята к публикации 08.09.2023 г.

В работе представлены результаты изучения вещественного состава терригенных пород из ранне-среднепермских отложений решетниковской свиты Лаоелин-Гродековского террейна Юго-Западного Приморья. Исследования проводились в целях реконструкции палеогеодинамических обстановок накопления изученных отложений, а также определения тектонического типа и состава материнских пород источников питания. Установлено, что по своим минералогическим параметрам песчаники свиты являются петрогенными или породами first cycle, соответствуют аркозам и, лишь частично, субаркозам и лититовым ареникам, характеризуются довольно высокой степенью зрелости обломочного материала, а их формирование проходило за счет разрушения в значительной степени выветрелых материнских пород источников питания. Палеогеодинамическая интерпретация полученных данных свидетельствует, что в ранней и средней перми осадконакопление происходило в бассейнах пассивной континентальной окраины, которыми являются внутри- и межконтинентальные рифты и авлакогены. Основное влияние на процессы осадконакопления оказывали континентальные источники питания: кратоны и поднятые блоки основания, представлявшие собой выступы кристаллического фундамента в обрамлении рифтовых зон. Размывались, главным образом, кислые изверженные и метаморфические породы при участии древних осадочных образований. Проведенное U–Pb-изотопное датирование детритовых цирконов позволило установить возраст и возможное расположение магматических комплексов, за счет разрушения которых формировались отложения свиты.

**Ключевые слова:** Лаоелин-Гродековский террейн, пермь, терригенная порода, вещественный состав, источник питания, обстановка формирования

**DOI:** 10.31857/S0024497X24010072

При геологических исследованиях в Центрально-Азиатском складчатом поясе, восточное окончание которого протягивается в южную часть Приморского края, основное внимание геологами уделяется изучению магматических и метаморфических комплексов, их петрологии и происхождению [Крук и др., 2015, 2018; Ханчук и др., 2022; Смирнов и др. 2016; Сорокин и др., 2007]. При этом исследований достаточно широко развитых здесь разнотипных и разновозрастных терригенных серий практически не проводилось. Вместе с тем, их комплексное изучение, с использованием широкого спектра современных высокоточных аналитических методов исследований, может позволить на основе палеорекострукции состава и возраста пород питающих провинций, а также

геодинамических обстановок седиментации более корректно проследить этапы эволюции всего складчатого пояса.

В современной тектонической структуре южной части Дальнего Востока России выделяется ряд палеозойских-раннемезозойских террейнов, образующих восточное окончание Центрально-Азиатского складчатого пояса, разделяющего Сибирский и Сино-Корейский кратоны [Геодинамика..., 2006; Парфенов и др., 2003; The Central..., 2015]. Среди из этих террейнов особо выделяется Лаоелин-Гродековский, являющийся одной из важнейших тектонических структур всей восточной окраины Евразийского континента, поскольку, по имеющимся представлениям,

он считается фрагментом позднепалеозойской-раннемезозойской активной окраины [Голозубов и др., 2021] и является восточным окончанием Солонкерского орогенного пояса [Парфенов и др., 2003]. Вместе с тем, по полученным нами предварительным данным [Малиновский, 2021], его ранне-среднепермские терригенные отложения, относящиеся к решетниковской свите, вероятно формировались в бассейне, связанном с обстановками пассивной континентальной окраины. В связи с этим, цель данной публикации – показать особенности вещественного состава терригенных пород решетниковской свиты, а также на основании его интерпретации достоверно установить геодинамическую обстановку формирования ее отложений и породный состав источников питания.

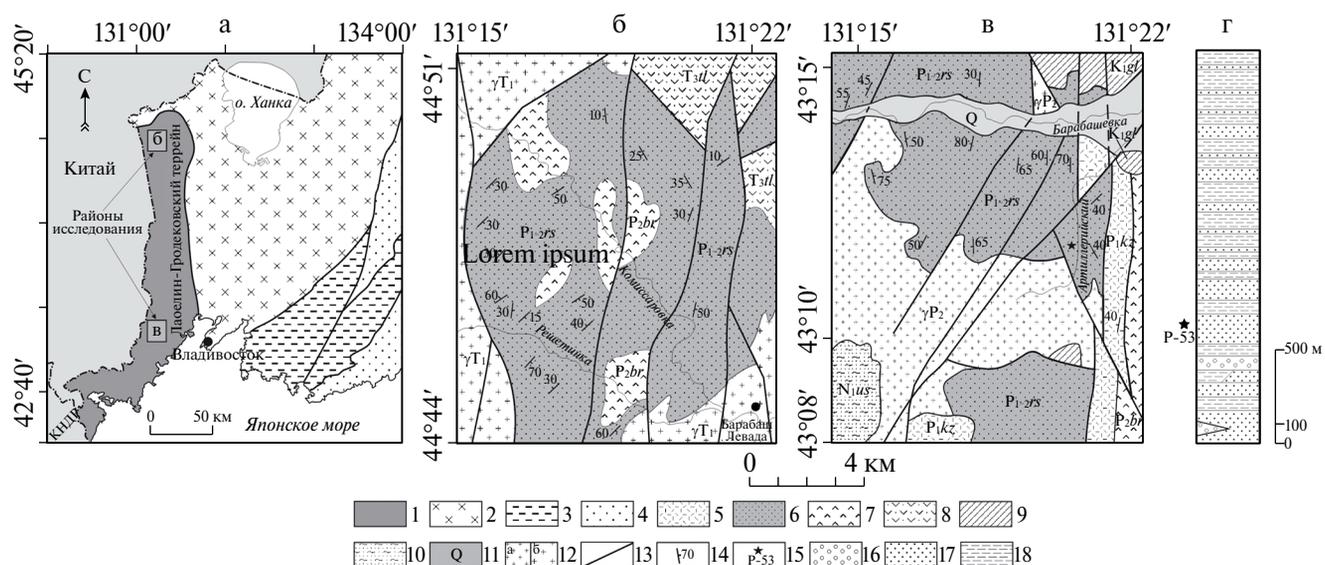
на 300 км вдоль границы с Китаем и частично переходящий на его территорию, где он выделен в ранге складчатой зоны Яньбянь [Голозубов, Ханчук, 2021; Ханчук и др., 2022] (рис. 1а).

Террейн представляет собой складчатую структуру, образованную мозаикой разновозрастных блоков, сложенных нижнесилурийскими и пермскими терригенными и вулканогенными образованиями, пронизанными позднепермскими и раннетриасовыми гранитоидными интрузиями. Породы сложно дислоцированы, образуя складки северо-восточного и меридионального простирания, и разбиты многочисленными разрывными нарушениями разных порядков, вдоль которых многократно происходили движения в обстановках менявшихся направлений регионального сжатия [Геодинамика..., 2006; Геология..., 1995]. Палеозойские отложения с угловым несогласием перекрыты верхнетриасовыми вулканогенно-осадочными и терригенными, часто угленосными образованиями.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Лаоелин-Гродековский террейн расположен в юго-западной части Приморского края, образуя узкий (шириной до 80 км) блок, вытянутый

Ранне-среднепермская решетниковская свита была выделена в 1959 г. Н. М. Органовой и Н. М. Кривоуцким в северной части террейна



**Рис. 1.** Схема расположения Лаоелин-Гродековского террейна в геологической структуре Юго-Западного Приморья (а) – геологические карты исследованных районов, (б) – северная и (в) – южная части террейна, (г) – сводная стратиграфическая колонка ранне-среднепермских отложений решетниковской свиты. 1–4 – террейны: 1 – Лаоелин-Гродековский, 2 – раннепалеозойского Бурей-Цзямусы-Ханкайского орогенного пояса (супертеррейна), 3 – раннепалеозойской активной окраины, 4 – мезозойского Сихотэ-Алинского орогенного пояса; 5–11 – свиты: 5 – казачкинская ( $P_1kz$ ), 6 – решетниковская ( $P_{12}rs$ ), 7 – барабашская ( $P_2br$ ), 8 – тальминская ( $T_3tl$ ), 9 – галёнковская ( $K_1gh$ ), 10 – усть-суйфунская ( $N_{1us}$ ); 11 – четвертичные отложения (Q); 12 – граниты и гранодиориты; а – позднепермские ( $\gamma P_3$ ), б – раннетриасовые ( $\gamma T_1$ ); 13 – разломы; 14 – элементы залегания; 15 – место отбора пробы на U–Pb-геохронологическое датирование детритовых цирконов и ее номер; 16 – конгломераты и гравелиты; 17 – песчаники; 18 – алевролиты и аргиллиты.

в районе с. Решетниково (кл. Могильный) [Геология..., 1969]. В этой части террейна, где отложения свиты наиболее широко распространены, она нами была изучена в бассейнах рек Решетинки и Комиссаровки (см. рис. 1б). Значительное распространение свита получила и в южной части террейна, где изучена на правом берегу р. Барабашевки и вдоль ее притока руч. Артиллерийского (см. рис. 1в). Свита согласно залегает на вулканитах раннепермской казачкинской свиты, а сверху, с несогласием и размывом, перекрывается вулканогенно-осадочными образованиями среднепермской барабашской свиты. Нижняя часть свиты (см. рис. 1г) сложена преимущественно разнородными песчаниками, содержащими прослойки алевролитов и аргиллитов, а также отдельные горизонты и линзы конгломератов и гравелитов. Верхняя часть состоит из переслаивающихся алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев, содержащих редкие маломощные прослойки мелкозернистых песчаников. Общая мощность отложений свиты достигает 2100 м. Возраст свиты установлен на основании находок брахиопод, двустворок, криноидей, спикул губок и флористических комплексов [Булого, 1990; Зимица, 1977; Котляр и др., 2003].

#### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования были раннепермские терригенные отложения решетниковской свиты, изученные в южной и северной частях Лаоелин-Гродековского террейна. Изучались в основном песчаники – породы наиболее информативные в плане выяснения типа и состава источников питания, а также геодинамических обстановок формирования отложений. Как дополнительные привлекались данные по составу глинисто-алевритовых пород. Каменный материал был отобран из естественных обнажений, располагающихся в бортах и береговых обнажениях рек Решетинки, Комиссаровки, Барабашевки, руч. Артиллерийского, а также вдоль автомобильных дорог и в карьерах.

При отборе проб для аналитических исследований выбирались образцы, меньше всего затронутые вторичными преобразованиями, что в дальнейшем контролировалось их изучением в шлифах. Петрографические исследования, определение и подсчет содержаний основных породообразующих компонентов и тяжелых обломочных минералов в песчаниках осуществлялись традиционными, многократно апробированными методами, детали которых приведены в целом ряде публикаций [Малиновский, 2010;

Малиновский и др., 2006; Маркевич и др., 1987 и др.]. Определения содержаний петрогенных элементов проводились на атомно-эмиссионном спектрометре iCAP 7600 Duo (Thermo Electron Corporation, США) с индуктивно связанной плазмой. Концентрации редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) устанавливались на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500с (Agilent Techn., США) методом плазменной спектрометрии (ICP-MS). Аналитические исследования выполнены в Центре коллективного пользования (ЦКП) ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Аналитики П. Д. Гасанова, Г. А. Горбач, Е. В. Еловский, Н. В. Зарубина, Д. С. Остапенко, Е. А. Ткалина, Н. В. Хуркало.

Для U–Pb-изотопного датирования детритовых цирконов из песчаных пород нижней части решетниковской свиты, обнажающейся в правом борту руч. Артиллерийский, была отобрана проба P-53 (43°12'51.92" с.ш. и 131°21'44.30" в.д.). Предварительная пробоподготовка и выделение обломочных цирконов проведены в лаборатории региональной геологии и тектоники ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Цирконы извлекали с помощью тяжелой жидкости (бромформ), а окончательный их отбор осуществлялся вручную под бинокулярным микроскопом. Выделенные зерна помещались в эпоксидную смолу и полировались с помощью алмазных паст (9 и 1 μm). Далее с помощью электронного микроанализатора JXA-8100, оснащенного катодолюминесцентным детектором, в режиме катодолюминесценции (CL) были изучены морфология и внутреннее строение зерен циркона, а также выбраны точки для проведения изотопных измерений. U–Pb-изотопное датирование цирконов выполнено в ЦКП “Геоспектр” Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ) методом лазерной абляции (LA SF-ICP-MS) на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR, соединенного с приставкой лазерного пробоотбора UP-213 (New Wave Research) с длиной волны излучения 213 нм. Исследования выполнены В. Б. Хубановым. Детали методики изложены в работе [Хубанов, 2016].

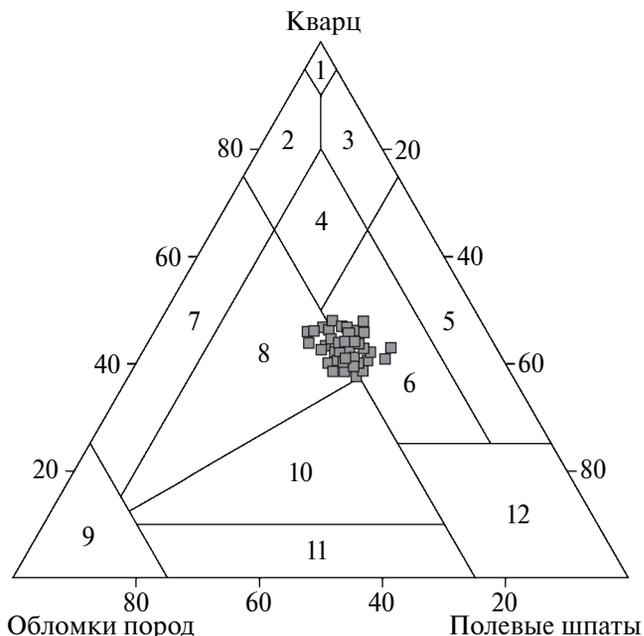
#### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Для достоверного определения тектонического типа и состава исходных пород областей питания, а также выяснения палеогеодинамических обстановок формирования отложений решетниковской свиты Лаоелин-Гродековского террейна решающее значение имеет комплексное, детальное изучение вещественного состава слагающих ее песчаных и глинисто-алевритовых пород. Для

этого были изучены состав, содержание и соотношение в песчаниках породообразующих компонентов и тяжелых обломочных минералов, геохимические особенности песчаных и глинисто-алевритовых пород, а также U–Pb-возраст детритовых цирконов.

Исследованные песчаники — от средне- до крупнозернистых, гораздо реже встречаются мелкозернистые разновидности. Породы имеют слабую либо среднюю степень сортированности обломочного материала, которая по мере увеличения зернистости ухудшается. Зерна обычно угловато-окатанные и полуокатанные, реже — угловатые и окатанные, чаще всего изометричные. Цемент, занимает 5–15% объема пород, обычно порово-пленочный, реже базальный и регенерационный, по составу кремнисто-слюдистый, слюдисто-хлоритовый. В обломочной части преобладает кварц, содержание которого колеблется от 40 до 48%. Как правило, это монокристаллические разновидности с волнистым погасанием, происходящие из кислых эффузивов, либо поликристаллические с изрезанными лапчатыми контурами зерна, свойственные для гранитоидов. Полевых шпатов в песчаниках от 25 до 37%. Преобладают вытянутые, таблитчатые, реже изометричные зерна кислых плагиоклазов — альбита и олигоклаза (65–80% всех полевых шпатов). Калиевых полевых шпатов от 12 до 30%. Это в основном изометричные пелитизированные зерна ортоклаза, значительно реже встречается решетчатый микроклин. Основные и средние плагиоклазы крайне редки. Среди обломков пород, количество которых в сумме составляет 15–45%, доминируют кислые эффузивные, интрузивные и, меньше, метаморфические породы (содержание каждой из этих групп в отдельных пробах достигает 45%). Еще более редки обломки кремнистых и терригенных пород. По классификации В. Д. Шутова [1967], песчаники относятся к полевошпатовым аркозам и, частично, полевошпатово-кварцевым грауваккам (рис. 2).

В глинисто-алевритовых породах свиты содержание алевритового материала, в зависимости от типа породы, изменяется от 5 до 60–70% объема. Породы обычно обладают средней либо хорошей степенью сортировки обломочного материала. Иногда они слоистые за счет тонких, часто линзовидных прослоек песчаного материала. Алевритовые зерна обычно изометричные, угловатые и угловато-окатанные. По составу обломочная часть глинисто-алевритовых пород близка песчаникам и представлена кварцем,



**Рис. 2.** Классификационная диаграмма типов песчаных пород из отложений решетниковской свиты [Шутов, 1967]

Поля типов песчаников: 1–4 — кварцевые песчаники (1 — монокристаллические кварцевые, 2 — кремнекlastито-кварцевые, 3 — полевошпатово-кварцевые, 4 — мезомиктовые кварцевые); 5 — чистые или собственно аркозы; 6 — граувакковые аркозы; 7 — кварцевые граувакки; 8 — полевошпатово-кварцевые граувакки; 9 — собственно граувакки; 10 — кварцево-полевошпатовые граувакки; 11 — полевошпатовые граувакки; 12 — кристаллотуфы.

полевыми шпатами, обломками кислых изверженных пород, кварцитов, сланцев, кремней, тонкозернистых осадочных пород, биотитом и рудными минералами. Основная связующая масса глинисто-серицитовая иногда глинисто-кремнистая, чешуйки слюды обычно ориентированы в одном направлении. Иногда в породах отмечаются тонкие обрывки углистого вещества.

В песчаниках свиты изучены состав, содержание и соотношение между отдельными тяжелыми обломочными минералами и их ассоциациями. Подсчитывались только обломочные минералы, а аутигенные из подсчета исключались, чтобы максимально надежно выявить состав и относительную роль различных источников питания. На рис. 3 показано соотношение между средним содержанием отдельных минералов.

В песчаниках свиты установлены две ассоциации тяжелых минералов. Наиболее распространена сиалическая ассоциация, связанная с разрушением кислых изверженных

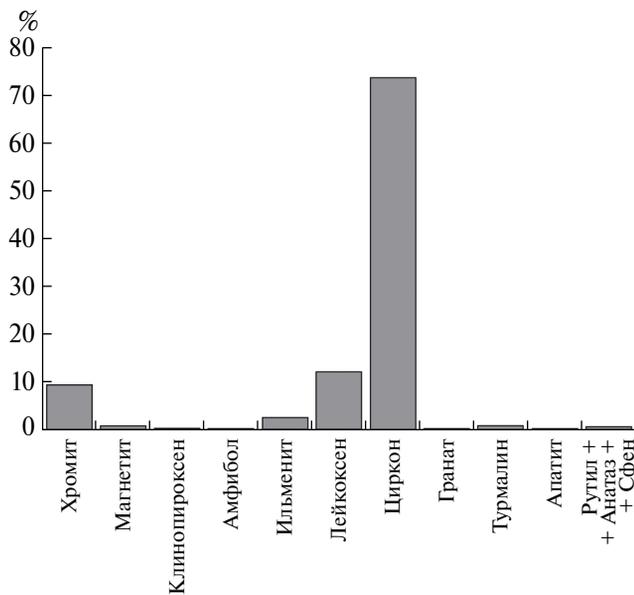


Рис. 3. Среднее содержание и характер распределения тяжелых обломочных минералов в песчаных породах решетниковской свиты

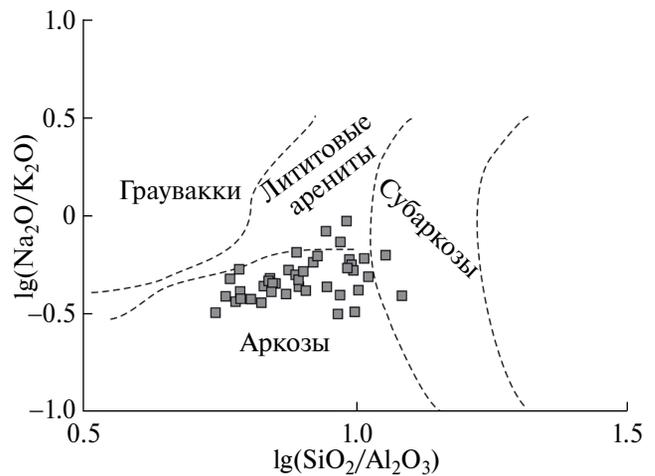


Рис. 4. Классификационная диаграмма  $\lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})-\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  для песчаных пород решетниковской свиты [Петтиджон и др., 1976]

и метаморфических пород: циркон, гранат, турмалин, сфен, рутил, апатит, анатаз, а также ильменит и лейкоксен, которые, в свою очередь, могут встречаться и в основных вулканитах. Сумма содержаний силикатных минералов составляет в среднем 75%, а в отдельных пробах достигает 100%. Основной минерал ассоциации – циркон, среднее содержание которого составляет 66%, в некоторых же пробах оно достигает 90–97%. Остальных минералов ассоциации значительно меньше: турмалина в отдельных пробах до 40%, ильменита и лейкоксена в сумме до 44%, граната, сфена и анатаза до 3%, апатита и рутила не более 1%.

Вторую, подчиненную (в сумме в среднем 25%), фемическую ассоциацию образуют минералы, происходящие из основных и ультраосновных магматических пород: хромит, магнетит, пироксен, амфибол, эпидот. Больше всего среди них хромита (в отдельных пробах до 40%), амфибола (до 5%) и магнетита (до 4%). Остальные минералы составляют первые проценты либо находятся в знаковых количествах. Присутствие среди минералов тяжелой фракции песчаников свиты этой ассоциации может указывать на участие в составе области питания пород основного и ультраосновного состава.

По химическому составу (табл. 1) песчаные породы решетниковской свиты достаточно однородны, характеризуются высоким содержанием кремнекислоты, колеблющимся в диапазоне от 75.22 до 86.89% при среднем содержании 81.58%. Вместе с тем для песчаников свойственны низкие концентрации  $\text{TiO}_2$  (0.15–0.68%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (6.93–13.72%),  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0.29–2.60%),  $\text{MgO}$  (0.14–0.45%) и  $\text{CaO}$  (0.02–0.53%). Кроме того, в песчаниках наблюдается свойственное аркозам преобладание  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$  (1.86–4.00% и 0.68–1.61% соответственно). На классификационной диаграмме Ф. Дж. Петтиджона и его соавторов [1976] (рис. 4), фигуративные точки составов песчаников образуют достаточно компактное поле, группируясь преимущественно в поле аркозов и лишь единичные пробы попадают в поля субаркозов и лититовых арениитов.

Химический состав глинисто-алевритовых пород (см. табл. 1), по сравнению с песчаниками, характеризуется пониженными содержаниями  $\text{SiO}_2$  (64.86–75.21%, в среднем 68.62%), но более высокими –  $\text{TiO}_2$  (0.38–0.93%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12.46–17.80%),  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  (2.54–6.44%),  $\text{MgO}$  (0.59–1.49%) и  $\text{CaO}$  (0.21–1.12%), при этом  $\text{K}_2\text{O}$  еще более резко преобладает над  $\text{Na}_2\text{O}$  (2.79–5.97% и 0.96–2.30% соответственно).

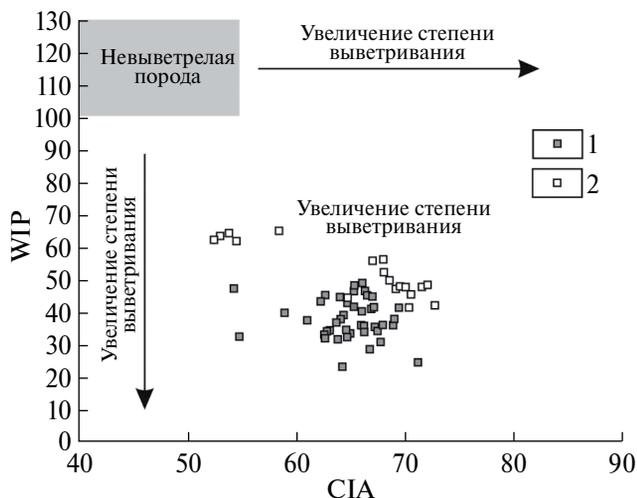


Рис. 5. Диаграмма степени химического выветривания CIA–WIP для песчаных и глинисто-алевритовых пород решетниковской свиты [Bahlburg, Dobrzinski, 2011] 1 – песчаные, 2 – глинисто-алевритовые породы.

Абсолютное содержание породообразующих оксидов в терригенных породах не только определяется минеральным составом их обломочной части, но и зависит от их “зрелости”, т.е. степени химического выветривания материнских пород областей питания. Уровень “зрелости” пород определяется величиной гидролизатного модуля ( $GM = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$ ) [Юдович, Кетрис, 2000]. В песчаниках решетниковской свиты значения модуля невелики и изменяются от 0.08 до 0.21, при этом в глинисто-алевритовых породах они несколько выше (0.21–0.35), что связано с меньшим содержанием в тонкозернистых породах кварца и богатых кремнеземом обломков пород, но большим – глинистого вещества. Такие низкие значения гидролизатного модуля свидетельствуют о довольно высокой степени зрелости пород свиты и, соответственно, о значительной роли химического выветривания в областях сноса. О значительной степени выветрелости исходных пород свидетельствуют и достаточно высокие значения индекса химического изменения ( $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$ ) [Nesbitt, Young, 1982], колеблющиеся в песчаных породах от 61 до 71, в глинисто-алевритовых – от 52 до 73, а также низкие величины индекса выветривания ( $WIP = 100(2Na_2O / 0.35 + MgO / 0.9 + 2K_2O / 0.25 + CaO / 0.7)$ ) [Parker, 1970], изменяющиеся соответственно от 23 до 48 и от 41 до 65. Все это в целом свидетельствует о преобладании в составе палеоводосборов геохимически “зрелых”,

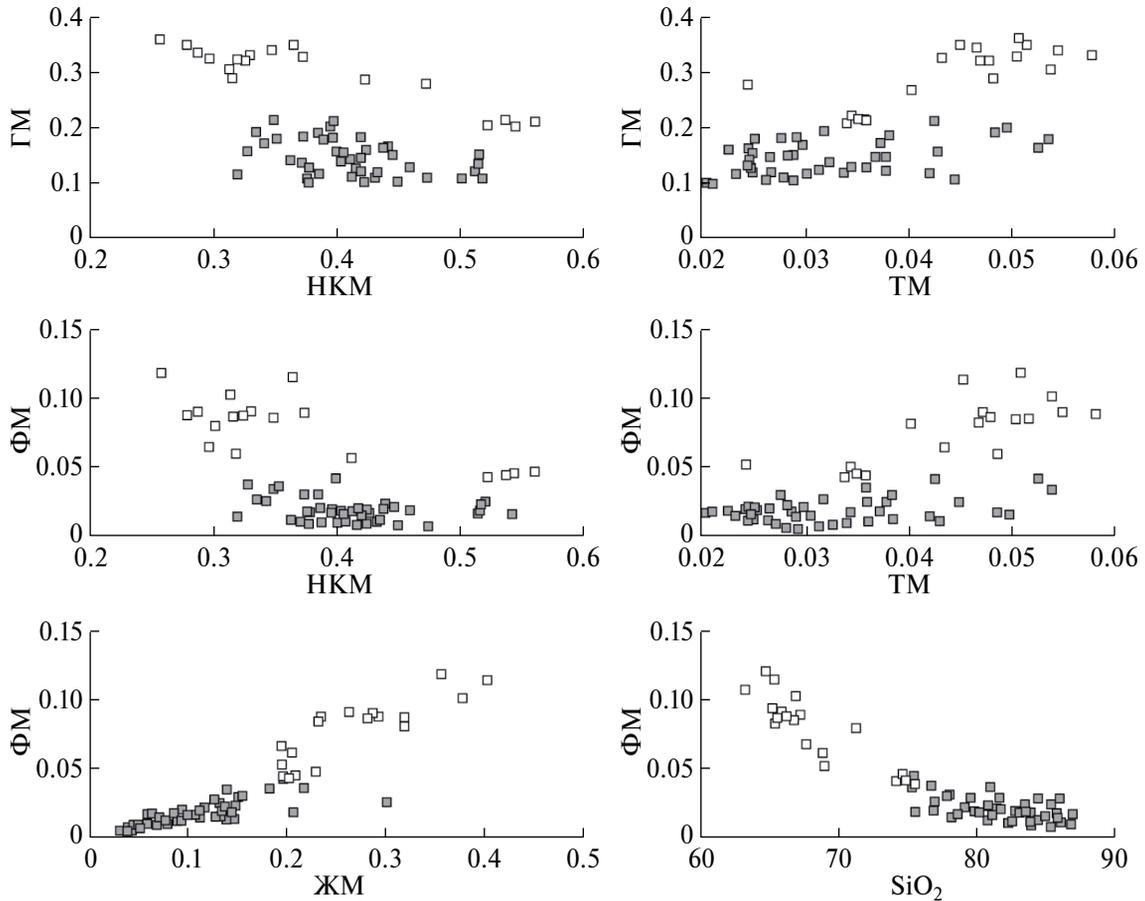
Таблица 1. Содержание петрогенных элементов (мас. %) в песчаных и глинисто-алевритовых породах решетниковской свиты Лаоелин-Гродековского террейна

Элемент	Песчаные породы	Глинисто-алевритовые породы
	<i>n</i> = 42	<i>n</i> = 18
SiO <sub>2</sub>	<u>75.22–86.89</u> 81.58	<u>64.86–75.21</u> 68.62
TiO <sub>2</sub>	<u>0.15–0.68</u> 0.35	<u>0.38–0.93</u> 0.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>6.93–13.01</u> 10.31	<u>12.46–17.80</u> 15.28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>0.05–1.61</u> 0.60	<u>1.22–3.60</u> 2.29
FeO	<u>0.30–0.96</u> 0.56	<u>0.92–2.84</u> 2.92
MnO	<u>0.02–0.06</u> 0.01	<u>0.02–0.15</u> 0.06
MgO	<u>0.14–0.45</u> 0.28	<u>0.59–1.49</u> 0.91
CaO	<u>0.02–0.53</u> 0.14	<u>0.21–1.12</u> 0.41
Na <sub>2</sub> O	<u>0.68–1.61</u> 1.33	<u>0.96–2.30</u> 1.38
K <sub>2</sub> O	<u>1.86–4.00</u> 2.85	<u>2.79–5.97</u> 4.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<u>0.02–0.05</u> 0.05	<u>0.09–0.29</u> 0.17
H <sub>2</sub> O	<u>0.15–0.56</u> 0.29	<u>0.24–1.18</u> 0.57
п.п.п.	<u>0.48–2.27</u> 1.47	<u>0.84–4.86</u> 3.52
ГМ	<u>0.08–0.21</u> 0.15	<u>0.21–0.35</u> 0.30
ФМ	<u>0.01–0.04</u> 0.02	<u>0.04–0.11</u> 0.08
ТМ	<u>0.019–0.045</u> 0.033	<u>0.024–0.051</u> 0.044
ЖМ	<u>0.04–0.21</u> 0.11	<u>0.20–0.31</u> 0.26
НКМ	<u>0.32–0.62</u> 0.41	<u>0.26–0.54</u> 0.37
CIA	<u>61–71</u> 65	<u>52–73</u> 65
WIP	<u>23–48</u> 38	<u>41–65</u> 53

Примечание. *n* – количество анализов. В числителе – минимальное и максимальное значение, в знаменателе – среднее.

в значительной степени выветрелых материнских пород (рис. 5) [Bahlburg, Dobrzinski, 2011].

Использование ряда литохимических показателей (модулей) позволяет судить о литогенной



**Рис. 6.** Модульные диаграммы для песчаных и глинисто-алевритовых пород решетниковской свиты [Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000]  
Условные обозначения: см. рис. 5.

либо петрогенной природе изученных осадков, их петрографической принадлежности, составе и тектонической природе слагающих область размыва комплексов материнских пород [Летникова и др., 2011; Маслов и др., 2013; Медведева, 2019; Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000].

Величина фемического модуля ( $\Phi M = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO) / SiO_2$ ), в значительной степени зависящая от содержания в терригенных отложениях продуктов гидролиза и кремнезема, позволяет распознавать среди песчаников граувакки и аркозы [Юдович, Кетрис, 2000]. По этому показателю (0.01–0.04) песчаники решетниковской свиты соответствует либо близки аркозам, что хорошо согласуется с высоким содержанием в них обломков кварца, гранитоидов, кремней и других кремнесодержащих пород. Глинисто-алевритовым породам присущи, как правило, более высокие значения  $\Phi M$  [Юдович, Кетрис, 2000]. В нашем случае это правило

в целом хорошо подтверждается ( $\Phi M$  от 0.04 до 0.11).

Величина титанового модуля ( $TM = TiO_2 / Al_2O_3$ ), позволяющего судить о составе материнских пород областей питания, в песчаниках решетниковской свиты относительно невелика (0.019–0.045), что связано с преобладанием в составе материнских пород областей питания гранитоидов, отличающихся, в свою очередь, низкими значениями  $TM$ . В глинисто-алевритовых породах значения  $TM$  несколько выше (0.024–0.051), что обычно характерно для высококварцевых пород по мере усиления в них динамической сортировки обломочного материала.

Породы свиты обладают повышенными значениями модуля нормированной щелочности ( $HKM = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ ) (0.32–0.62), что, как правило, характерно для аркозов и объясняется широким развитием в них слюд, полевых шпатов, в том числе калиевых, и обломков

**Таблица 2.** Содержание редких и редкоземельных элементов (г/т) в песчаных и глинисто-алевритовых породах решетниковской свиты Лаоелин-Гродековского террейна

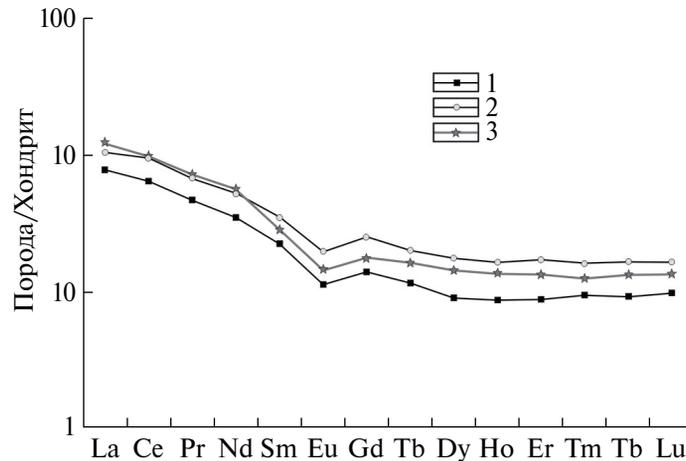
Элемент	Песчаные породы	Глинисто-алевритовые породы	Элемент	Песчаные породы	Глинисто-алевритовые породы
	<i>n</i> = 42	<i>n</i> = 18		<i>n</i> = 42	<i>n</i> = 18
Be	<u>0.02–2.47</u> 0.93	<u>1.27–2.63</u> 1,87	Pr	<u>3.84–9.00</u> 5.92	<u>7.27–10.44</u> 8.23
Rb	<u>34.62–156.30</u> 102.81	<u>16.19–202.60</u> 88,72	Nd	<u>14.34–33.76</u> 21.58	<u>26.59–38.60</u> 31.04
Cs	<u>0.78–3.96</u> 2.48	<u>0.30–6.83</u> 2.42	Sm	<u>2.94–6.58</u> 4.37	<u>5.29–8.25</u> 6.77
Sr	<u>27.7–127.4</u> 66.4	<u>55.43–109.1</u> 93.06	Eu	<u>0.60–1.33</u> 0.91	<u>0.98–1.85</u> 1.36
Ba	<u>178.9–746.1</u> 443.8	<u>258.5–857.7</u> 516.5	Gd	<u>1.51–6.07</u> 2.95	<u>5.35–7.67</u> 6.48
Zr	<u>71.8–372.0</u> 198.8	<u>218.9–315.9</u> 290.1	Tb	<u>0.29–0.93</u> 0.48	<u>0.74–1.10</u> 0.92
Nb	<u>4.01–12.52</u> 7.93	<u>12.57–21.57</u> 15.04	Dy	<u>1.80–4.44</u> 2.73	<u>4.33–6.37</u> 5.57
Y	<u>11.08–25.46</u> 18.23	<u>28.03–41.05</u> 33.61	Ho	<u>0.36–1.02</u> 0.57	<u>1.00–1.30</u> 1.17
Sc	<u>1.70–9.80</u> 3.75	<u>6.40–16.76</u> 11.14	Er	<u>0.93–2.65</u> 1.67	<u>3.22–4.49</u> 3.57
V	<u>10.43–57.22</u> 26.8	<u>27.43–62.09</u> 111.40	Tm	<u>0.16–0.48</u> 0.28	<u>0.43–0.65</u> 0.51
Cr	<u>30.6–334.8</u> 181.3	<u>40.7–202.3</u> 89.7	Yb	<u>1.00–3.00</u> 1.87	<u>2.73–4.60</u> 3.47
Co	<u>0.55–11.68</u> 3.92	<u>2.43–11.30</u> 5.83	Lu	<u>0.13–0.52</u> 0.30	<u>0.47–0.68</u> 0.54
Ni	<u>0.70–25.24</u> 6.92	<u>2.80–26.23</u> 15.03	Hf	<u>1.58–9.30</u> 5.22	<u>5.97–9.04</u> 7.23
Cu	<u>0.99–20.86</u> 11.20	<u>9.35–27.05</u> 15.98	Ta	<u>0.20–0.94</u> 0.54	<u>0.68–1.42</u> 0.93
Zn	<u>3.2–62.2</u> 33.6	<u>45.7–116.4</u> 75.2	Pb	<u>4.32–26.77</u> 12.04	<u>11.60–22.90</u> 15.52
Ga	<u>6.87–19.94</u> 12.81	<u>11.51–30.25</u> 19.45	Th	<u>2.93–8.78</u> 5.69	<u>5.97–14.14</u> 9.60
Mo	<u>0.83–26.06</u> 14.12	<u>0.83–10.43</u> 4.17	U	<u>0.84–2.80</u> 1.73	<u>1.93–2.965</u> 2.40
Sn	<u>0.34–2.77</u> 0.92	<u>1.27–11.50</u> 4.01	[La/Yb] <sub>n</sub>	<u>4.81–13.66</u> 8.81	<u>4.00–8.50</u> 6.74
La	<u>16.92–44.56</u> 25.72	<u>27.77–43.31</u> 33.19	Eu/Eu*	<u>0.48–0.79</u> 0.69	<u>0.49–0.79</u> 0.61
Ce	<u>38.30–86.47</u> 63.56	<u>64.80–102.40</u> 79.42			

Примечание. *n* – количество анализов. В числителе – минимальное и максимальное значение, в знаменателе – среднее.

гранитоидов, которым также свойственны высокие значения НКМ [Юдович, Кетрис, 2000]. В глинисто-алевритовых породах значение НКМ ниже, чем в песчаниках (0.26–0.54), что, очевидно, связано с меньшим содержанием в них

полевых шпатов и, соответственно, большим количеством глинистого вещества.

Величина значения железного модуля ( $JM = (Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (TiO_2 + Al_2O_3)$ ) также позволяет судить о составе материнских



**Рис. 7.** Спектры распределения РЗЭ, нормированных к хондриту [Boynnton, 1985], в песчаных и глинисто-алевритовых породах решетниковской свиты (средние значения) и сопоставление их с PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

1 – песчаники; 2 – глинисто-алевритовые породы; 3 – PAAS.

пород областей сноса [Юдович, Кетрис, 2000]. Рассматриваемые песчаники характеризуются низкими значениями этого показателя (0.04–0.21), что объясняется преобладанием в областях палеоводосборов кислых изверженных пород, имевших, в свою очередь, низкие значения ЖМ. В глинисто-алевритовых породах значения ЖМ в целом идентичны или незначительно превышают его величины в песчаниках (0.20–0.31).

На всех приведенных модульных диаграммах [Юдович, Кетрис, 2000] (рис. 6) фигуративные точки песчаных и глинисто-алевритовых пород решетниковской свиты образуют два самостоятельных, достаточно хорошо разделяющихся поля, что, очевидно, связано с меньшим содержанием в них кварца, полевых шпатов и обломков кислых изверженных пород, но большим – глинистого вещества. Анализ полученных величин литохимических модулей, а также положения их фигуративных точек на модульных диаграммах (см. рис. 6) позволяет сделать вывод о генетическом типе терригенных пород свиты [Юдович, Кетрис, 2000]. Наблюдающаяся на диаграммах положительная корреляция между парами ГМ–ТМ, ФМ–ТМ и ФМ–ЖМ, но отрицательная между ГМ–НКМ, ФМ–НКМ и ФМ–SiO<sub>2</sub> свидетельствует о петрогенной природе отложений, прошедших один цикл переотложения и формировавшихся без существенной литодинамической переработки и сортировки обломочного материала.

Заметную помощь в решении задачи выяснения породного состава источников питания и определения геодинамической обстановки осадконакопления оказывает изучение концентраций и особенностей распределения в терригенных породах редких и редкоземельных элементов (РЗЭ). По содержанию и характеру их распределения песчаные и глинисто-алевритовые породы решетниковской свиты достаточно близки (табл. 2). Суммарные содержания РЗЭ в песчаниках относительно невелики и варьируют от 90 до 179 г/т. Спектры их распределения, нормализованные к составу хондрита (рис. 7) [Boynnton, 1984], во всех изученных пробах однотипны и характеризуются нормальными трендами распределения с умеренной степенью фракционирования и сравнительно невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> от 4.61 до 13.66). Помимо этого спектры характеризуются хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu\* от 0.48 до 0.79). По сравнению с постархейским австралийским средним глинистым сланцем (PAAS), принятым за средний состав верхней континентальной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], породы незначительно обединены всеми элементами (в 2.4 раза) и лишь в отдельных пробах Sm, Eu и Gd находятся в близких либо незначительно более высоких концентрациях. В глинисто-алевритовых породах суммарный уровень концентрации РЗЭ несколько выше, чем в песчаниках и изменяется в пределах от 75 до 229 г/т (см. табл. 2). Вместе с тем общий характер их

распределения (см. рис. 7) в целом близок, отличаясь лишь более низким отношением легких РЗЭ к тяжелым ( $La_N/Yb_N$  от 4.00 до 8.50), при этом величина отрицательной европиевой аномалии у них одинаковая ( $Eu/Eu^*$  0.49–0.79). Сравнение с PAAS показывает незначительную обогащенность глинисто-алевритовых пород практически всеми элементами (почти в 2 раза), и лишь некоторые легкие элементы (La, Ce, Pr и Nd) часто находятся в несколько меньших количествах.

### ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Данные, полученные в результате изучения вещественного состава ниже-среднепермских терригенных отложений решетниковской свиты Лаоелин-Гродековского террейна, позволяют реконструировать тектонический тип и породный состав областей их питания, а также восстановить геодинамическую обстановку формирования бассейна осадконакопления. Предлагаемые палеорекострукции основаны на использовании серии широко известных дискриминантных диаграмм, построенных с использованием содержаний и соотношений породообразующих компонентов песчаников, содержащихся в них тяжелых обломочных минералов, ряда петрогенных оксидов, редких и РЗЭ элементов. Это позволило авторам выделить поля, характеризующие различные типы областей питания и геодинамических обстановок формирования отложений [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986; Cullers, 2002; Dickinson, Suczek, 1979; Garzanti, Ando, 2007; Floyd, Leveridge, 1987; Maynard et al., 1982; Roser, Korsch, 1986 и др.].

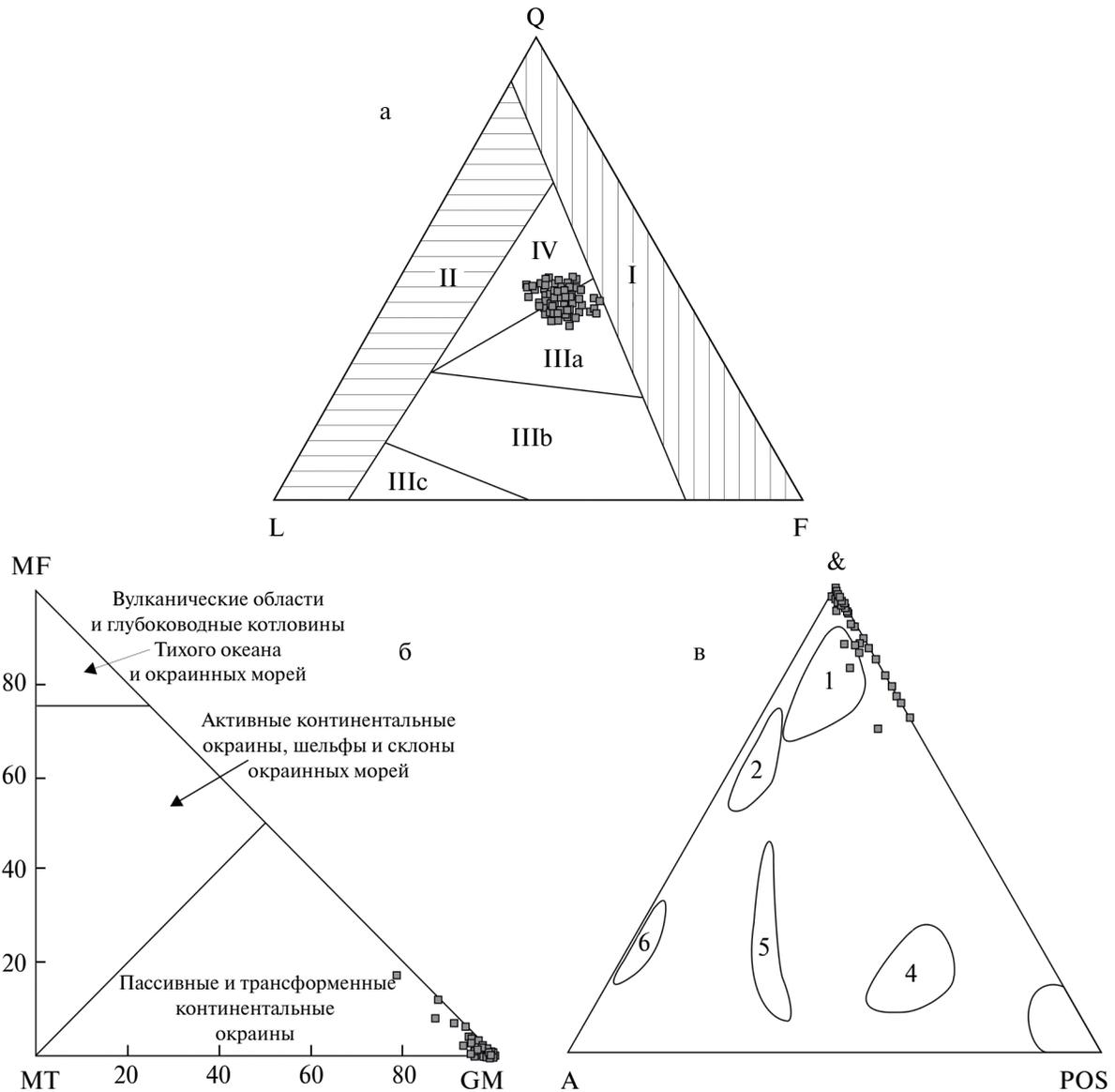
Результаты изучения вещественного состава песчаников решетниковской свиты свидетельствуют, что по своим минералогическим геохимическим параметрам они являются петрогенными, относятся к типичным аркозам, лишь частично – субаркозам и лититовым ареникам, характеризуются довольно высокой степенью зрелости обломочного материала, а их формирование происходило за счет разрушения в значительной степени выветрелых материнских пород. На диаграмме Q–F–L В. Диккинсона и К. Сучека [1979] (рис. 8а), предназначенной для выявления тектонических типов источников питания по составу породообразующих компонентов песчаников, фигуративные точки пород свиты группируются у поля континентальных источников

питания: кратонов и поднятых блоков основания, представляющих собой выступы кристаллического фундамента в обрамлении рифтовых зон или вдоль трансформных разломов, формально попадая в поля расчлененных магматических дуг и смешанных источников, объединяющих эти две области питания.

Надежным индикатором тектонического типа источников питания, а также состава слагающих их пород являются состав, содержание и определенные соотношения в песчаниках тяжелых обломочных минералов [Малиновский и др., 2006; Маркевич и др., 1987; Тучкова и др., 2003; Garzanti, Ando, 2007; Nechaev, Isphording, 1993 и др.]. Анализ содержания и соотношений между отдельными тяжелыми минералами и их ассоциациями в изученных песчаниках, а также расположение фигуративных точек на диаграммах MF–MT–GM и A–&–POS [Garzanti, Ando, 2007; Nechaev, Isphording, 1993] (см. рис. 8б, 8в) показывает, что на осадконакопление главное влияние оказывали размывавшиеся источники пассивной континентальной окраины, представлявшие собой устойчивые кратоны и выступы кристаллического фундамента в обрамлении рифтовых зон. Судя по составу и преобладающему содержанию в тяжелой фракции песчаников сиалической ассоциации минералов (см. рис. 3), эти источники были сложены преимущественно кислыми изверженными породами. Вместе с тем присутствие в песчаниках свиты небольшого количества хромита, магнетита и амфибола указывает на участие в строении источников сноса и древних, вероятно метаморфизованных, пород основного и ультраосновного состава.

Поскольку содержание и характер распределения петрогенных, редких и редкоземельных элементов в терригенных породах во многом контролируются составом пород источников питания, их генетическая интерпретация позволяет получить дополнительную информацию о тектоническом типе и составе материнских пород областей питания.

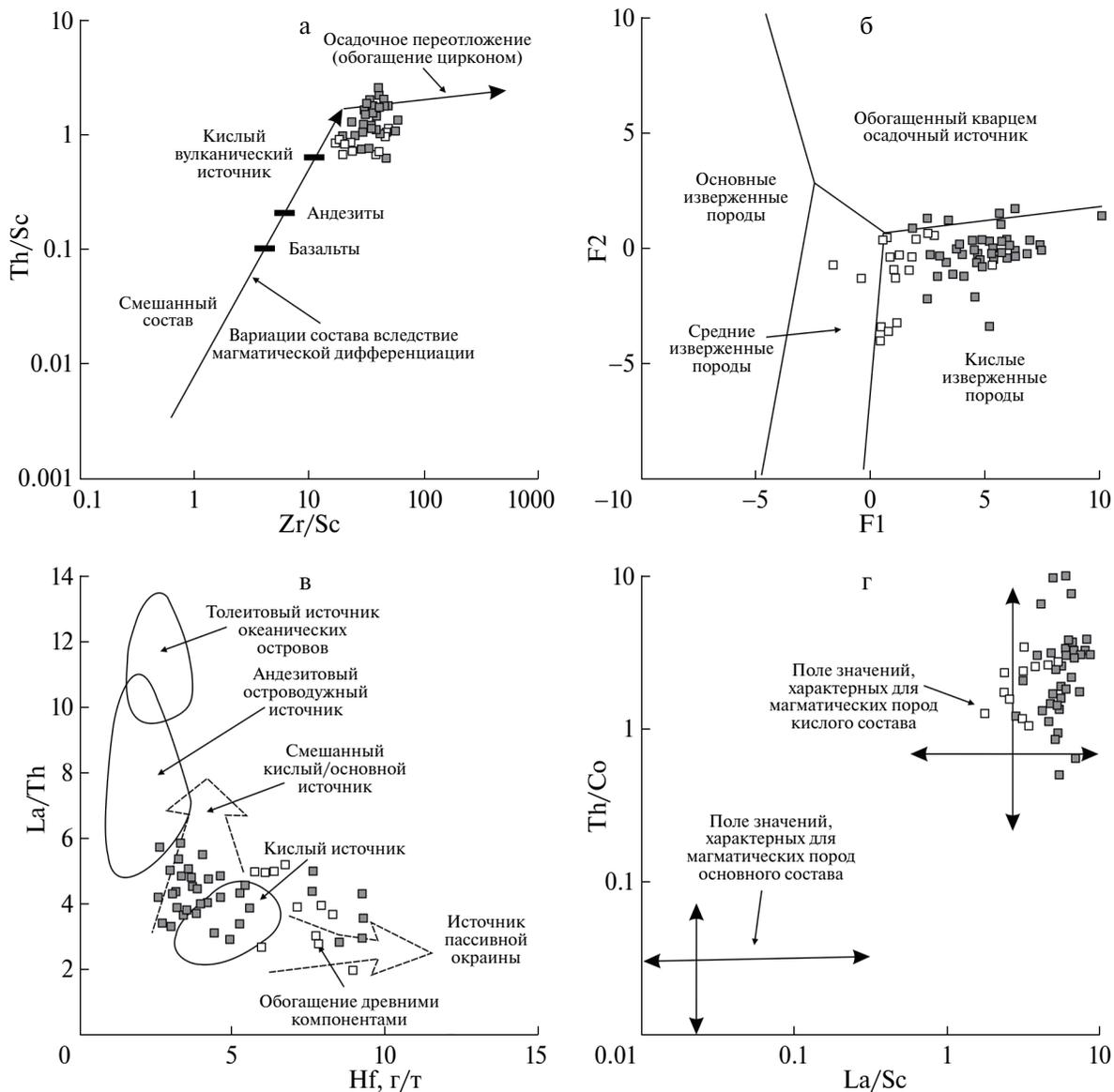
Характерные для песчаных пород решетниковской свиты высокие содержания кремнекислоты, низкие значения литохимических модулей ГМ, ФМ, ЖМ и ТМ, но повышенные НКМ, преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$ , относительно невысокие концентрации в породах РЗЭ при относительной их обогащенности легкими элементами по сравнению с тяжелыми, отчетливо выраженная отрицательная Eu-аномалия, а также положение фигуративных точек пород на дискриминантных диаграммах (рис. 9) [Roser,



**Рис. 8.** Возможные типы областей питания для песчаных пород решетниковской свиты по породообразующим компонентам и тяжелым обломочным минералам  
 а – по породообразующим компонентам [Dickinson, Suczek, 1979]. Q – кварц, L – обломки пород, F – полевые шпаты. Типы источников питания: I – 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: б – MF–MT–GM [Nechaev, Isphording, 1993]. Суммы содержаний: MF – оливина, пироксенов, зеленой роговой обманки; MT – эпидота, граната, синезеленых амфиболов; GM – циркона, турмалина, ставролита, дистена, силлиманита и андалузита; в – &–A–POS [Garzanti, Ando, 2007], где A – амфиболы и эпидоты, POS – клинопироксены, ортопироксены, оливины и хромиты, & – другие прозрачные минералы. Типы питающих провинций: 1 – континентальные блоки (кратоны и краевые части рифтов); 2 – коллизионные орогены; 3–6 – магматические дуги: 3 – неэродированные, 4 – переходные слабо эродированные, 5 – переходные эродированные, 6 – сильно эродированные.

Korsch, 1988; Cullers, 2002; Floyd, Leveridge, 1987; McLennan et al., 1993] свидетельствуют о формировании отложений свиты главным образом за счет разрушения кислых магматических пород и, частично, осадочных пород, обогащенных

древними обломочными компонентами. Еще одним, дополнительным источником кластики, судя по присутствию в тяжелой фракции песчанников свиты небольшого количества фемических минералов, могли быть древние, вероятно



**Рис. 9.** Возможные источники питания для песчаных и глинисто-алевритовых пород решетниковской свиты по геохимическим данным

а–г – вероятный породный состав питающих провинций на диаграммах: а – Zr/Sc–Th/Sc [McLennan et al., 1993]; б – F1–F2 [Roser, Korsch, 1988].  $F1 = 30.638 \times TiO_2/Al_2O_3 - 12.541 \times Fe_2O_3^*/Al_2O_3 + 7.329 \times MgO/Al_2O_3 + 12.031 \times Na_2O/Al_2O_3 + 35.402 \times K_2O/Al_2O_3 - 6.382$ ;  $F2 = 56.5 \times TiO_2/Al_2O_3 - 10.879 \times Fe_2O_3^*/Al_2O_3 + 30.875 \times MgO/Al_2O_3 - 5.404 \times Na_2O/Al_2O_3 + 11.112 \times K_2O/Al_2O_3 - 3.89$ ; в – Hf–La/Th [Floyd, Leveridge, 1987]; г – La/Sc–Th/Co [Cullers, 2002].

Условные обозначения: см. рис. 5.

метаморфизованные, пород основного и ультраосновного состава.

Для детализации состава, возраста и вероятного положения основных источников питания, поставивших обломочный материал в ранне-среднепермские седиментационные бассейны Лаоелин-Гродековского террейна, было проведено U–Pb-изотопное датирование детритовых

(обломочных) цирконов из песчаных пород решетниковской свиты.

Выделенные из песчаников свиты (обр. P-53) детритовые цирконы представлены преимущественно прозрачными и полупрозрачными, бесцветными либо слабоокрашенными в бледно-розовые тона зернами. Среди них наиболее распространены слабо трещиноватые, неокатанные

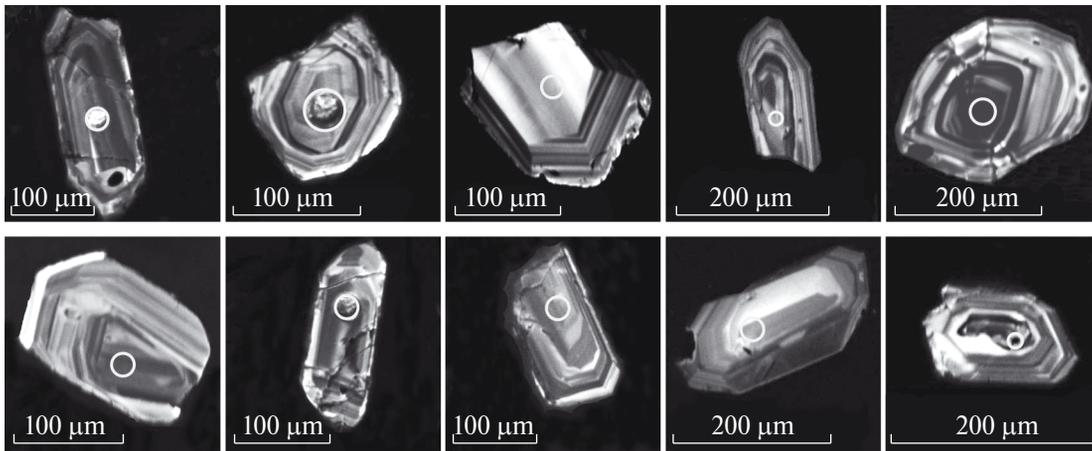


Рис. 10. Катодолуминесцентные изображения обломочных цирконов из песчаных пород решетниковской свиты (обр. Р-53)

или слабо окатанные кристаллы с короткопризматическими и дипирамидальными очертаниями, имеющими коэффициент удлинения 1.5–2.7, а также их многочисленные угловатые обломки, частично сохранившие свою первоначально призматическую форму (рис. 10). Размер зерен составляет 50–200 мкм, иногда достигая 250 мкм.

Изучение цирконов с использованием катодной люминесценции показало, что для внутреннего строения многих кристаллов, а также их обломков присуща хорошо выраженная как тонкая, так и грубая осцилляторная магматическая зональность. В редких случаях отмечается секториальная зональность. Считается, что достаточно надежным индикатором происхождения циркона служит величина соотношения в них Th/U [Романюк и др., 2018; Kirkland et al., 2015 и др.], при этом для цирконов из метаморфических пород характерны низкие значения, что отличает их от цирконов магматического происхождения. Граничная величина этого отношения, по мнению различных авторов, располагается на уровне 0.1–0.2 [Hoskin, Schaltegger, 2003; Teipel et al., 2004]. Величина отношения Th/U в цирконах решетниковской свиты колеблется в широких пределах – от 0.01 до 1.38, при этом в большинстве зерен она составляет 0.3–0.8, что позволяет классифицировать их как цирконы магматического генезиса.

Результаты U–Pb-геохронологического датирования цирконов приведены в табл. 3. Для рассмотрения и дальнейшего обсуждения использовались возрастные датировки цирконов, у которых дискордантность D попадает в интервал значений от –10 до +10%. Все анализы,

выходящие за эти пределы, из дальнейшего рассмотрения исключали. Оставшиеся датировки применялись для построения гистограммы и кривой плотности вероятности возрастов.

Из 102 изученных детритовых цирконов, выделенных из песчаников решетниковской свиты, конкордантными оказались датировки 96 зерен, характеризующиеся диапазоном возрастов от 261 до 1786 млн лет (см. табл. 3, рис. 11). Изотопные исследования показали, что наиболее многочисленную популяцию (33% всех цирконов) образуют цирконы с возрастными от 389 до 349 млн лет (средний девон – ранний карбон) и пиком в 371 млн лет. Также достаточно многочисленны (по 26%) популяции с возрастными от 340 до 261 млн лет (карбон – средняя пермь) и от 516 до 445 (кембрий–ордовик), образующие пики в 268, 304 и 483 млн лет соответственно. Обращает на себя внимание, что возраст самых “молодых” изученных цирконов (261–298 млн лет, 14%) хорошо согласуется с биостратиграфическим возрастом свиты [Бураго, 1990; Котляр и др., 2003]. В подчиненном количестве (5 и 8%) встречаются цирконы силурийского–раннедевонских возрастов (430–399, пик 428 млн лет) и широкого диапазона докембрийских (917–578 млн лет и 1.8 млрд лет).

Полученные данные по U–Pb-датированию детритовых цирконов позволяют детализировать петрографический состав, возраст и возможное положение питающих провинций, за счет разрушения которых формировались терригенные отложения решетниковской свиты.

**Таблица 3.** Результаты U–Pb-изотопного датирования детритовых цирконов из песчаных пород решетниковской свиты Лаоелин-Гродековского террейна (обр. P-53)

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения				Возраст, млн лет				D, %
		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±1σ	
5	0.70	0.4895	0.0181	0.0593	0.0007	405	12	372	4	9
41	0.38	0.3709	0.0044	0.0471	0.0004	320	3	297	2	8
16	0.48	0.3094	0.0066	0.0407	0.0004	274	5	267	2	6
13	0.40	0.4628	0.0051	0.0586	0.0005	386	4	367	3	5
28	0.70	0.3860	0.0074	0.0502	0.0004	331	5	316	3	5
61	0.47	0.4609	0.0088	0.0587	0.0005	385	6	368	3	5
83	0.90	0.4644	0.0133	0.0595	0.0006	387	9	373	4	4
29	1.18	0.4817	0.0131	0.0615	0.0006	399	9	385	4	4
26	0.28	0.4280	0.0068	0.0556	0.0005	362	5	349	3	4
75	0.36	0.4588	0.0079	0.0590	0.0005	383	6	369	3	4
92	0.70	0.3948	0.0087	0.0518	0.0005	338	6	326	3	4
56	1.14	0.4513	0.0112	0.0582	0.0005	378	8	365	3	4
84	0.66	0.3281	0.0075	0.0440	0.0004	288	6	278	2	4
17	0.55	0.4336	0.0059	0.0563	0.0005	366	4	353	3	4
35	0.34	0.5735	0.0094	0.0715	0.0006	460	6	445	4	3
11	0.38	0.6280	0.0081	0.0772	0.0006	495	5	479	4	3
43	0.36	0.3595	0.0067	0.0480	0.0004	312	5	302	3	3
48	0.47	0.4591	0.0069	0.0594	0.0005	384	5	372	3	3
6	0.30	0.4761	0.0093	0.0613	0.0005	395	6	384	3	3
87	0.59	0.4418	0.0095	0.0576	0.0005	372	7	361	3	3
15	0.48	0.5859	0.0090	0.0731	0.0006	468	6	455	4	3
71	0.52	0.6268	0.0101	0.0774	0.0006	494	6	480	4	3
33	1.10	0.3532	0.0085	0.0474	0.0004	307	6	299	3	3
53	1.36	0.4396	0.0126	0.0576	0.0006	370	9	361	3	2
68	0.69	0.3475	0.0062	0.0470	0.0004	303	5	296	2	2
86	0.50	0.6167	0.0099	0.0769	0.0006	488	6	477	4	2
30	0.49	0.4626	0.0078	0.0604	0.0005	386	5	378	3	2
19	0.37	0.3301	0.0047	0.0451	0.0004	290	4	284	2	2
21	0.57	1.5087	0.0210	0.1529	0.0013	934	8	917	7	2
60	0.83	0.3752	0.0064	0.0506	0.0004	324	5	318	3	2
73	0.36	0.2958	0.0055	0.0410	0.0004	263	4	261	2	2
49	0.40	0.4223	0.0055	0.0561	0.0004	358	4	352	3	2
1	0.44	0.6229	0.0119	0.0781	0.0007	492	7	485	4	1
54	0.73	0.6343	0.0140	0.0794	0.0007	499	9	493	4	1
37	0.46	0.5976	0.0093	0.0757	0.0006	476	6	470	4	1
7	0.56	0.4590	0.0062	0.0606	0.0005	384	4	379	3	1
12	0.98	0.4531	0.0072	0.0600	0.0005	380	5	375	3	1
69	0.64	0.4729	0.0072	0.0622	0.0005	393	5	389	3	1
20	0.85	0.3542	0.0065	0.0484	0.0004	308	5	305	3	1
25	0.58	0.4707	0.0066	0.0620	0.0005	392	5	388	3	1
74	0.65	0.3950	0.0059	0.0533	0.0004	338	4	335	3	1
96	0.44	0.6460	0.0121	0.0810	0.0007	506	7	502	4	1
79	0.37	0.6210	0.0089	0.0784	0.0006	490	6	487	4	1

Таблица 3. Продолжение

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения				Возраст, млн лет				D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	
36	1.15	0.3581	0.0075	0.0490	0.0004	311	6	308	3	1
102	0.56	1.2669	0.0188	0.1365	0.0011	831	8	825	6	1
59	0.36	0.5275	0.0102	0.0685	0.0006	430	7	427	4	1
100	0.41	0.6047	0.0122	0.0768	0.0007	480	8	477	4	1
27	0.24	0.6163	0.0075	0.0780	0.0006	488	5	484	4	1
66	0.39	0.4607	0.0077	0.0611	0.0005	385	5	382	3	1
85	0.18	0.3415	0.0054	0.0470	0.0004	298	4	296	2	1
57	0.44	0.4653	0.0069	0.0616	0.0005	388	5	385	3	1
77	0.34	0.5282	0.0172	0.0686	0.0007	431	11	428	4	1
38	0.39	0.3474	0.0047	0.0478	0.0004	303	4	301	2	1
58	0.43	1.4786	0.0196	0.1528	0.0012	922	8	917	7	1
93	0.65	0.3549	0.0077	0.0488	0.0004	308	6	307	3	0
65	0.60	0.6129	0.0130	0.0778	0.0007	485	8	483	4	0
32	0.71	0.3036	0.0035	0.0425	0.0003	269	3	268	2	0
88	0.81	0.6106	0.0086	0.0776	0.0006	484	5	482	4	0
34	0.35	1.4608	0.0170	0.1519	0.0012	914	7	912	7	0
98	0.44	0.5953	0.0139	0.0761	0.0007	474	9	473	4	0
97	0.24	0.7704	0.0124	0.0939	0.0008	580	7	578	5	0
47	0.28	0.6198	0.0085	0.0787	0.0006	490	5	489	4	0
52	0.53	0.3983	0.0070	0.0541	0.0005	340	5	340	3	0
24	0.57	0.5281	0.0078	0.0689	0.0006	431	5	430	3	0
46	0.68	0.4277	0.0072	0.0576	0.0005	362	5	361	3	0
76	0.79	0.4480	0.0081	0.0600	0.0005	376	6	376	3	0
51	0.59	0.4415	0.0081	0.0592	0.0005	371	6	371	3	0
31	0.51	0.3237	0.0046	0.0451	0.0004	285	4	285	2	0
42	0.53	0.5558	0.0082	0.0721	0.0006	449	5	449	4	0
40	0.45	0.6109	0.0089	0.0780	0.0006	484	6	484	4	0
78	0.65	0.4447	0.0072	0.0597	0.0005	374	5	374	3	0
67	0.78	0.4813	0.0097	0.0639	0.0006	399	7	399	3	0
39	0.38	0.4382	0.0065	0.0590	0.0005	369	5	370	3	0
72	0.19	0.6504	0.0103	0.0822	0.0007	509	6	509	4	0
94	0.63	0.4610	0.0091	0.0617	0.0005	385	6	386	3	0
82	1.38	0.4365	0.0080	0.0589	0.0005	368	6	369	3	0
10	0.57	0.6379	0.0066	0.0811	0.0006	501	4	502	4	0
89	0.50	0.2964	0.0051	0.0419	0.0004	264	4	265	2	0
22	0.39	0.4231	0.0061	0.0574	0.0005	358	4	360	3	0
55	0.43	0.6172	0.0080	0.0790	0.0006	488	5	490	4	0
63	0.58	0.4971	0.0095	0.0660	0.0006	410	6	412	3	-1
2	0.50	0.3526	0.0070	0.0491	0.0004	307	5	309	3	-1
95	0.58	0.6563	0.0115	0.0833	0.0007	512	7	516	4	-1
64	0.01	0.7662	0.0174	0.0945	0.0009	578	10	582	5	-1
70	0.42	1.0492	0.0191	0.1206	0.0011	729	9	734	6	-1
8	0.61	0.3430	0.0058	0.0480	0.0004	300	4	302	2	-1
18	0.57	0.6049	0.0107	0.0780	0.0007	480	7	484	4	-1

Таблица 3. Окончание

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения				Возраст, млн лет				D, %
		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±1σ	
62	0.61	0.4944	0.0119	0.0660	0.0006	408	8	412	4	-1
23	0.29	0.5954	0.0068	0.0772	0.0006	474	4	479	4	-1
90	0.53	0.3454	0.0061	0.0485	0.0004	301	5	306	3	-1
101	0.69	0.4193	0.0062	0.0576	0.0005	356	4	361	3	-2
3	0.46	0.3229	0.0045	0.0460	0.0004	284	3	290	2	-2
4	0.38	0.5492	0.0070	0.0733	0.0006	445	5	456	3	-3
99	0.37	0.4291	0.0062	0.0596	0.0005	363	4	373	3	-3
14	0.50	0.3188	0.0082	0.0461	0.0004	281	6	290	3	-3
91	0.83	4.7391	0.0612	0.3192	0.0026	1774	11	1786	13	-1

Примечание. D – дискордантность.

Среди исследованных детритовых цирконов свиты содержится относительно небольшое количество (8%) зерен с протерозойскими, преимущественно неопротерозойскими (892–578 млн лет), возрастными. Происхождение этих цирконов, вероятно, связано с разрушением кристаллических комплексов Северо-Китайского кратона и Буряя–Цзямусы–Ханкайского супертеррейна [Геодинамика..., 2006; Диденко и др., 2020; Wan, 2010]. Источником достаточно часто (27%) встречающихся цирконов с кембрийскими и ордовикскими возрастными (516–445 млн лет) могли быть коллизионные гранитоиды раннепалеозойского Ханкайского террейна Приморья, а также других широко распространенных в регионе разновозрастных массивов и террейнов (Артемовского, Надеждинского, Цзямусы, Сунляо, Хинган и др.)

[Диденко и др., 2020; Крук и др., 2018; Wu et al., 2011]. Количество детритовых цирконов с силурийско-раннедевонскими возрастными датировками (от 430 до 399 млн лет) в отложениях свиты невелико, что связано с существенным снижением в этот период объемов гранитообразования [Крук и др., 2018; Wu et al., 2011]. Это позволяет предполагать, что гранитные массивы этого возраста, служившие источниками цирконов, имели небольшие размеры, были уже практически полностью размыты и на осадконакопление заметного влияния не оказывали. Источниками наиболее многочисленной (33%) среднедевонской-раннекарбоновой (389–349 млн лет) популяции цирконов, вероятно, были гранитоиды, известные в целом ряде массивов: Аргунском, Хинганском, Сунляо,

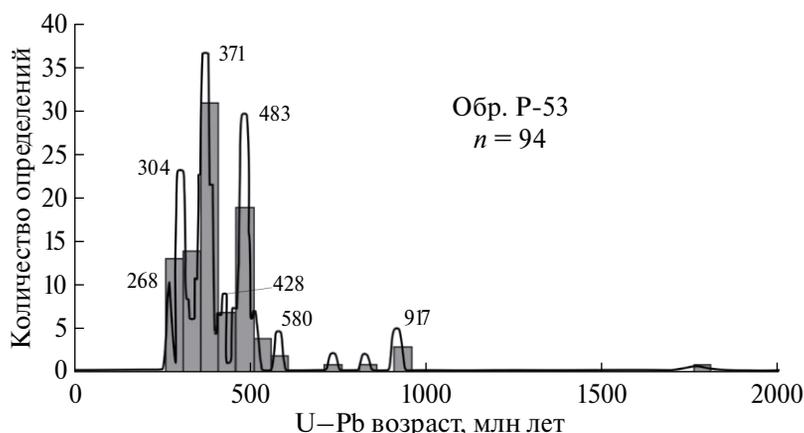
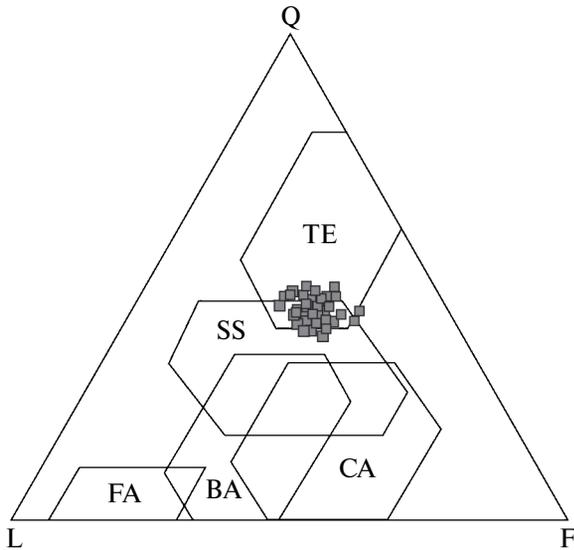


Рис. 11. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения U–Pb-изотопных возрастов детритовых цирконов с дискордантностью  $-10\% \leq D \leq +10\%$  из песчаных пород решетниковской свиты



**Рис. 12.** Возможные типы бассейновых обстановок для отложений решетниковской свиты, реконструированные по пороодообразующим компонентам песчаников [Maunard et al., 1982]

Бассейны: пассивных континентальных окраин (TE), активных континентальных окраин, осложненных сдвигами дислокациями по трансформным разломам (SS); сопряженные: с окраинно-континентальной магматической дугой (CA), с океанической вулканической дугой (FA – преддуговые и BA – задуговые бассейны). L – обломки пород, Q – кварц, F – полевые шпаты.

а также на Корейском полуострове [Диденко и др., 2020; Wu et al., 2011].

Следующая популяция цирконов, имеющая возраст от 340 до 299 млн лет (карбон), из всех отложений Лаоелин-Гродековского террейна встречается практически только в решетниковской свите, где она достаточно малочисленна (15%). Их источником могли быть гранитоиды террейна Сунляо либо небольшие гранитные массивы, полностью размытые за короткий промежуток времени и в дальнейшем в осадконакоплении не участвовавшие. Самая молодая совокупность цирконов, имеющая ранне-среднепермские возрастные датировки (298–261 млн лет), формировалась, главным образом, за счет разрушения широко распространенных вдоль восточной окраины Евразии, в том числе и в юго-западной части Приморья, массивов пермских гранитоидов.

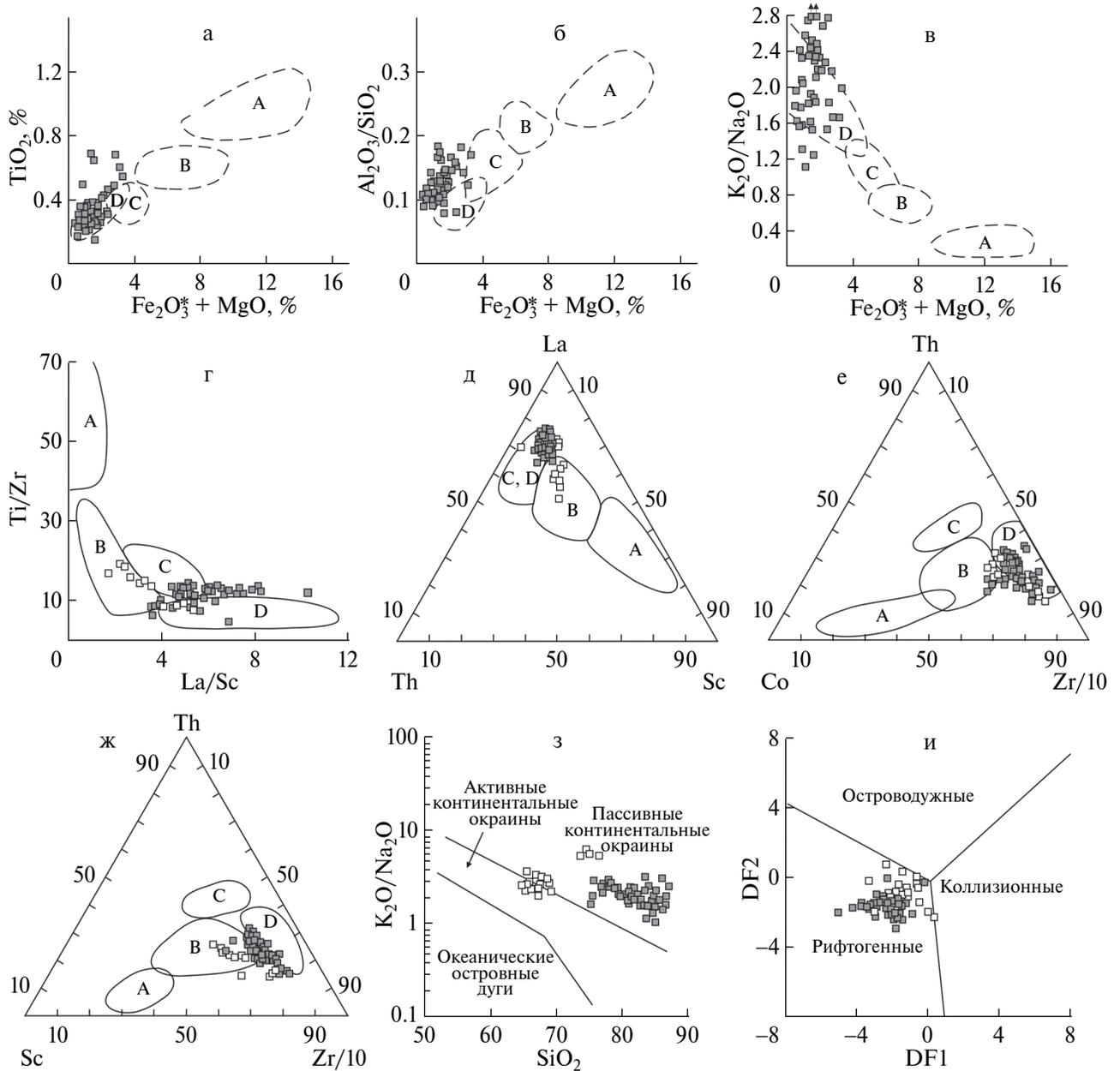
Определенные тектонические типы питающих провинций подразумевают существование и определенных геодинамических обстановок формирования связанных с ними бассейнов седиментации. Обстановки формирования

нижне-среднепермских отложений решетниковской свиты по пороодообразующим компонентам песчаников реконструируются с помощью диаграммы Дж. Мейнарда и его соавторов [Maunard et al., 1982] (рис. 12), на которой фигуративные точки изученных пород наиболее соответствуют полям бассейнов пассивных континентальных окраин, к которым относят внутри- и межконтинентальные рифты и авлакогены, а также, частично, бассейнов активных континентальных окраин, осложненных сдвигами дислокациями по трансформным разломам.

Палеогеодинамическая интерпретация геохимического состава терригенных пород решетниковской свиты осуществлена с использованием серии дискриминантных диаграмм, приведенных на рис. 13. На диаграммах М. Бхатия и А. Крука [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986] (см. рис. 13а–13ж), применяющихся для разграничения песчаных и глинисто-алевритовых пород из бассейнов различных тектонических обстановок, фигуративные точки изученных пород приближаются к полям бассейнов пассивных континентальных окраин либо попадают на эти поля. Еще более однозначно обстановки пассивных окраин устанавливаются на диаграмме  $Si_2O-K_2O/Na_2O$  Б. Розера и К. Корша [Roser, Korsch, 1986] (см. рис. 13з), на которой уже все точки состава песчаных и большинства глинисто-алевритовых пород компактно группируются в поле бассейнов, связанных с этой геодинамической обстановкой. На диаграмме DF1–DF2, предназначенной для интерпретации состава пород с высоким содержанием кремнезема (более 63%) [Verma, Armstrong-Altrin, 2013] (см. рис. 13и), точки ложатся в поле бассейнов, связанных с рифтогенными обстановками. В целом же генетическая интерпретация геохимического состава терригенных пород решетниковской свиты свидетельствует об их формировании в геодинамических обстановках, соответствующих бассейнам пассивных континентальных окраин, к которым относятся внутри- и межконтинентальные рифты и авлакогены.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для выяснения геодинамической обстановки формирования отложений ранне-среднепермской решетниковской свиты Лаоелин-Гродековского террейна Юго-Западного Приморья, а также для определения тектонических типов и состава материнских пород вероятных источников питания были изучены пороодообразующие компоненты, тяжелые обломочные минералы, а также



**Рис. 13.** Палеогеодинамические обстановки формирования отложений решетниковской свиты на основании интерпретации геохимических данных  
 а–ж – типы седиментационных бассейнов [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 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; з – бассейновые обстановки [Roser, Korsch, 1986]; и – возможные типы геодинамических обстановок для высокремнистых пород DF1–DF2 [Verma, Armstrong-Altrin, 2013].  
 Условные обозначения: см. рис. 5.

геохимические особенности слагающих свиту песчаных и глинисто-алевритовых пород.

Проведенные исследования вещественного состава показали, что по своим минералогическим параметрам песчаники свиты являются петрогенными или породами first cycle, соответствуют аркозам, лишь частично — субаркозам и лититовым аренитам, характеризуются довольно высокой степенью зрелости обломочного материала, а их формирование произошло за счет разрушения в значительной степени выветрелых материнских пород источников питания.

Палеогеодинамическая интерпретация всей совокупности полученных в процессе исследования данных по вещественному составу терригенных пород свиты свидетельствует, что в ранней и средней перми осадконакопление проходило в геодинамической обстановке, соответствующей бассейнам пассивной континентальной окраины, к которым относят внутри- и межконтинентальные рифты и авлакогены.

Анализ и интерпретация полученных минералогических-геохимических данных свидетельствуют, что на осадконакопление при формировании отложений свиты главное влияние оказывали размывавшиеся континентальные источники питания: устойчивые кратоны и поднятые блоки основания, представлявшие собой выступы кристаллического фундамента в обрамлении рифтовых зон. Отложения формировались, главным образом, за счет разрушения кислых магматических пород при участии осадочных, обогащенных древними обломочными компонентами. Вместе с тем присутствие в песчаниках свиты небольшого количества фемических тяжелых минералов указывает на участие в строении областей сноса и древних, вероятно метаморфизованных, пород основного и ультраосновного состава.

Проведенные U–Pb-геохронологические исследования детритовых цирконов из песчаных пород решетниковской свиты позволили установить возраст магматических пород и возможное положение источников питания, за счет разрушения которых формировались ее отложения. Полученные результаты показали, что конкордантный U–Pb-изотопный возраст изученных цирконов варьирует в широком диапазоне: от палеопротерозоя (1786 млн лет) до средней перми. Среди всех цирконов резко преобладают палеозойские, образующие несколько возрастных совокупностей, а цирконы с докембрийскими возрастными находятся в подчиненных количествах. Следует отметить, что возраст самой “молодой” популяции цирконов

(298–261 млн лет) хорошо согласуется с биостратиграфическим возрастом свиты. Установленные в большинстве изученных цирконов величины отношения  $Th/U > 0.2$  свидетельствуют об их магматическом происхождении, и лишь незначительная часть зерен может считаться метаморфическими. Кроме того, в катоднOLUMИНЕСЦЕНТНОМ ИЗЛУЧЕНИИ многие зерна имеют хорошо выраженную осцилляционную зональность, что подтверждает их магматическую природу.

Источниками имеющих широкий возрастной диапазон неопротерозойских (892–578 млн лет) цирконов были кристаллические комплексы Северо-Китайского кратона и Буряя–Цзямусы–Ханкайского супертеррейна. Палеозойские цирконы образуют несколько возрастных популяций: 536–445, 430–399, 389–349, 340–299 и 298–261 млн лет. Источником достаточно часто встречающихся цирконов кембрийского и ордовикского возрастов (536–445 млн лет) вероятно были раннепалеозойские коллизионные граниты Ханкайского, а также других широко распространенных в регионе разновозрастных террейнов и массивов. Присутствие в отложениях свиты небольшого количества цирконов с силурийско-раннедевонскими возрастными (430–399 млн лет) очевидно связано с известным региональным снижением в этот период объемов гранитообразования. Гранитные массивы этого возраста, вероятно, имели небольшие размеры, были уже практически полностью размывы и на накопление свиты заметного влияния не оказывали. Источниками самой многочисленной среднедевонской-раннекарбоновой (389–349 млн лет) популяции цирконов, вероятно, были гранитоиды, известные в целом ряде массивов и террейнов: Аргунском, Хинганском, Сунляо, а также на Корейском полуострове. Следующая популяция, имеющая карбоновые возрастные датировки (340–299 млн лет), достаточно малочисленна. Источником цирконов, вероятно, были гранитоиды террейна Сунляо, где они широко распространены. Самая молодая популяция цирконов, имеющая ранне-среднепермский возраст (298–261 млн лет), формировалась за счет разрушения широко распространенных вдоль всей восточной окраины Евразии, в том числе и в юго-западной части Приморья, массивов пермских гранитоидов.

В целом же U–Pb-датирование детритовых цирконов из отложений решетниковской свиты позволило выделить популяции, возраст которых достаточно хорошо согласуется с известными этапами проявления в восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса гранитоидного магматизма.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00037).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Бураго В. И.* Владивостокский горизонт верхней перми Юго-Западного Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 81–102.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А. И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк / Под ред. А. И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.

Геология СССР. Приморский край. Т. XXXII. Ч. 1. / Под ред. И. И. Берсенева. М.: Недра, 1969. 696 с.

*Голозубов В. В., Малиновский А. И., Чащин А. А. и др.* Кордонкинский террейн – фрагмент раннепалеозойской активной окраины // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2021. № 4. Вып. № 52. С. 61–72.

*Голозубов В. В., Ханчук А. И.* Хейлунцзянский комплекс – фрагмент юрской аккреционной призмы в тектонических окнах перекрывающей континентальной плиты: модель плоской субдукции // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40. № 4. С. 3–17.

*Диденко А. Н., Ото Ш., Кудымов А. В. и др.* Возраст цирконов из осадочных пород Хабаровского, Самаркинского и Журавлевско-Амурского террейнов северной части Сихотэ-Алиньского орогенного пояса: тектонические следствия // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 3–23.

*Зимина В. Г.* Флора ранней и начала поздней перми Южного Приморья. М.: Наука, 1977. 127 с.

*Котляр Г. В., Никитина А. П., Журавлев А. В., Коссовая О. Л.* Мидийские (вордско-кептенские) транзитные фауны Юго-Восточной Азии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 1. С. 33–48.

*Крук Н. Н., Голозубов В. В., Киселев В. И. и др.* Палеозойские гранитоиды южной части Вознесенского террейна (Южное Приморье): возраст, вещественный состав, источники расплавов и обстановки формирования // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37. № 3. С. 32–53.

*Крук Н. Н., Голозубов В. В., Руднев С. Н. и др.* Гранитоиды Гамовского интрузива: геологическая позиция, вещественный состав, возраст и индикаторная роль в геологической эволюции Южного Приморья // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 12. С. 2134–2152.

*Летникова Е. Ф., Вещева С. В., Прошенкин А. И. и др.* Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая кор-

реляция, 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.* Геохимические особенности и палеогеодинамические обстановки накопления пермских и триасовых отложений юга Лаоелин-Гродековского террейна (Приморье) // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2021. № 4. Вып. № 52. С. 46–60.

*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.

*Маркевич П. В., Филиппов А. Н., Малиновский А. И. и др.* Геосинклинальный литогенез на границе континент–океан. М.: Наука, 1987. 177 с.

*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.

*Медведева С. А.* Возможность применения литохимии для сопоставления и корреляции отложений на примере Комсомольского разреза Северного Сихотэ-Алиня (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38. № 4. С. 74–89.

*Парфенов Л. М., Берзин Н. А., Ханчук А. И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

*Петтиджон Ф. Дж., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.

*Романюк Т. В., Кузнецов Н. Б., Белоусова Е. А. и др.* Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом “TerraneChrono®” // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 1–37.

*Смирнов Ю. В., Сорокин А. А., Котов А. Б. и др.* Раннепалеозойская монцодиорит-гранодиоритная ассоциация северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса (Нора-Сухотинский террейн): возраст, тектоническая позиция // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35. № 2. С. 49–57.

*Сорокин А. А., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. и др.* Раннепалеозойские габбро-гранитоидные ассоциации восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (Приамурье): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 3. С. 3–21.

*Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

- Тучкова М.И., Маркевич П.В., Крылов К.А. и др. Минералого-петрографический состав и геодинамические условия накопления меловых отложений Пенжинской губы // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 3. С. 197–208.
- Ханчук А.И., Аленичева А.А., Голозубов В.В. и др. Ханкайский массив: гетерогенность фундамента и региональные корреляции // Тихоокеан. геология. 2022. Т. 41. № 4. С. 3–22.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U–Pb-изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.
- Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
- 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.
- Bahlburg H., Dobrzinski N.A. Review of the chemical index of alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions // Geol. Society of London. 2011. V. 36. P. 81–92.
- Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. 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.
- Boynnton 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.
- 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.
- Garzanti E., Ando S. Plate tectonics and heavy mineral suites of modern sands // Heavy minerals in use. Developments in sedimentology. V. 58 / Eds M.A. Mange, D. T. Wright. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 741–764.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The Composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis / Eds J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin // Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. № 1. P. 27–62.
- Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M. et al. Zircon Th/U ratios in magmatic environs // Lithos. 2015. V. 212–215. P. 397–414.
- 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. 551–561.
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Geol. Soc. America. 1993. Special Paper 284. P. 21–40.
- 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.
- Parker A. An index of weathering for silicate rocks // Geol. Magazine. 1970. V. 107(6). P. 501–504.
- Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 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.
- Teipel U., Eichhorn R., Loth G. et al. U–Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism // Intern. J. Earth Sci. 2004. V. 93(5). P. 782–801.
- The Central Asian orogenic belt: geology, evolution, tectonics and models / Ed. A. Kröner. Stuttgart: Borntraeger Science Publisher, 2015. 313 p.
- Verma S.P., Armstrong-Altrin J. S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chem. Geol. 2013. V. 355. P. 117–133.
- Wan T. The tectonics of China: data, maps and evolution. Springer Higher Education Press. Berlin, Heidelberg: Beijing and Springer-Verlag, 2010. 501 p.
- Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. et al. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 41. P. 1–30.

## EARLY-MIDDLE PERMIAN TERRIGENOUS DEPOSITS OF SOUTH-WESTERN PRIMORYE: MATERIAL COMPOSITION, SOURCE AREAS AND FORMATION SETTINGS

**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 study presents the results of studying the material composition of terrigenous rocks from the Early – Middle Permian deposits of the Reshetnikovka formation of the Laoeling-Grodekovo terrane of South-Western Primorye. Studies were carried out in order to reconstruct paleogeodynamic environments for the accumulation of studied deposits, as well as to determine the tectonic type and composition of source rocks of sources areas. It has been established that in terms of mineral and geochemical parameters, the sandstones of the formation are petrogenic or “first cycle” rocks, correspond to arcoses and, only partially, subarcoses and lithite arenites, are characterized by a fairly high degree of maturity of clastic material, and their formation was due to the destruction of largely weathered parent rocks of sources areas. Paleogeodynamic interpretation of the obtained data indicates that in the Early and Middle Permian sedimentation occurred in the basins of the passive continental margin, which are intra-and intercontinental rifts and aulacogens. The main influence on sedimentation processes was exerted by continental sources areas: cratons and uplifted basement blocks, which were projections of the crystalline basement framed by rift zones. Mainly acidic igneous and metamorphic rocks were eroded with the participation of ancient sedimentary formations. U–Pb isotopic dating of detrital zircons made it possible to establish the age and possible location of magmatic complexes, due to the destruction of which formation deposits were formed.

*Keywords:* Laoeling-Grodekovo terrane, Permian, terrigenous rock, material composition, source areas, formation settings, detrital zircon