

УДК (552.513:552.143)551.761

ЛИТОЛОГИЯ, ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

© 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 07.02.2024 г.

После доработки 12.03.2024 г.

Принята к публикации 12.03.2024 г.

В статье рассмотрен вещественный состав песчаных пород из верхнетриасовых отложений монгугайской свиты Юго-Западного Приморья и приведены результаты его палеогеодинамической интерпретации. Установлено, что по своим минералого-геохимическим параметрам песчаники являются петрогенными, соответствуют грауваккам и, лишь частично, лититовым ареникам, характеризуются повышенной степенью геохимической зрелости обломочного материала, а их формирование происходило за счет размыва существенно выветрелых материнских пород областей питания. Обобщение и палеогеодинамическая интерпретация полученных данных свидетельствуют, что в поздне триасовое время в юго-западной части Приморья седиментация происходила в бассейнах, связанных с обстановкой активной континентальной окраины и, вероятно, осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. Доминирующим источником обломочного вещества была континентальная суша: кратоны и выступы кристаллического фундамента в обрамлении рифтовых зон или вдоль трансформных разломов. Размывались кислые гранитно-метаморфические комплексы при участии осадочных пород, обогащенных древними компонентами. Второстепенным источником была глубоко расчлененная окраинно-континентальная магматическая дуга, поставлявшая в бассейн как дополнительное количество сиалического материала, а также небольшое количество основной-средней вулканокластике. Проведенные U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов из песчаных пород свиты позволили установить возраст и возможное расположение магматических комплексов, за счет разрушения которых формировались отложения.

Ключевые слова: триас, песчаники, вещественный состав, источники питания, обстановки формирования, U-Pb датирование детритовых цирконов, Приморье

DOI: 10.31857/S0024497X24040032, EDN: ZOMTWY

В юго-западной части Приморского края верхний триас представлен континентальными, часто угленосными, отложениями монгугайской свиты [Решения ..., 1994; Триас ..., 2004]. Свита широко распространена на западном побережье Амурского залива в бассейнах рек Амбы, Барабашевки и Филипповки. Характерной чертой свиты является сравнительно небольшая мощность, обилие остатков растений, а также присутствие пластов каменного угля промышленного значения.

Впервые терригенные отложения, развитые в бассейне р. Монгугай (теперь р. Барабашевка),

изучены и описаны М.К. Криштофовичем [1910]. Им же, развитые здесь континентальные угленосные отложения, были выделены в самостоятельный монгугайский ярус, возраст которого он определял от верхов триаса до низов лейаса [Криштофович, 1921]. В дальнейшем, в очерке, описывающем геологическое строение хребта Сихотэ-Алинь, Г.П. Воларович и В.З. Скороход [1935] выделили эти отложения в самостоятельную монгугайскую свиту ладинско-карнийского возраста. В более поздних работах В.З. Скороход [1941] и В.В. Медведев [1948] отнесли свиту только к карнийскому ярусу. В своей работе В.В. Медведев [1948]

выделил в составе свиты два горизонта: “плитняковых” песчаников и сланцев и угленосный, с которым связано Монгугайское угольное месторождение, расположенное на правом берегу р. Филипповки. В дальнейшем эти горизонты были переведены в разряд свит, соответственно кипарисовскую и садгородскую [Решения ..., 1982]. Но, как правильно отмечала С.А. Шорохова [1978], из-за сильной фациальной изменчивости отложений разделять их на устойчивые свиты невозможно. Поэтому в этой работе все континентальные отложения юго-западной части Приморья будут рассматриваться как единая монгугайская свита карнийского возраста.

В последующие годы отложения свиты неоднократно служили объектом для тематических биостратиграфических исследований, геолого-съемочных и поисковых работ на горючие полезные ископаемые [Асипов, Паклин, 1968; Бурий, 1968; Волынец, Шорохова, 2007; Геология ..., 1969, 1973; Государственная ..., 2016; Сребродольская, 1958; Триас ..., 2004 и др.]. На этом фоне заметна крайне низкая литологическая изученность терригенных отложений свиты, поскольку собственно литологические исследования практически не проводились, а только иногда сопровождали биостратиграфические изыскания. Полученные при этом результаты схематичны и малочисленны, имеют крайне разрозненный характер и во многом устарели. Известны лишь отдельные литолого-фациальные исследования, на основании которых делались самые общие палеорекострукции обстановок седиментации [Корж, 1957, 1959; Бурий, 1968]. Также слабо изучен и вещественный состав терригенных пород, существуют только единичные публикации, в которых рассматривается состав породообразующих компонентов песчаников, минеральный состав их тяжелой фракции без подсчета содержания и соотношения между отдельными минералами, затрагиваются только общие вопросы диагенеза отложений [Корж, 1959, 1960; Каплан, 1968]. Вместе с тем, детальное изучение особенностей строения и вещественного состава слагающих монгугайскую свиту терригенных отложений позволит установить их геодинамическую природу и состав источников питания, что послужит серьезным вкладом в познание истории геологического развития всего восточного обрамления Евразии в раннем мезозое. Имевшихся же для этого до настоящего времени литологических сведений было явно недостаточно.

Цель данной публикации — показать особенности вещественного состава терригенных пород монгугайской свиты и на основании его генетической интерпретации установить геодинамическую природу ее отложений, а также определить породный состав основных источников питания.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

В структурном отношении монгугайская свита входит в состав Лаоелин-Гродековского террейна, являющегося фрагментом восточного окончания Центрально-Азиатского складчатого пояса [Геодинамика ..., 2006; Малиновский, Голозубов, 2021; Парфенов и др., 2003] (рис. 1а). Террейн вытянут в субмеридиональном направлении вдоль границы с Китаем, переходит на его территорию и представляет собой складчатую структуру, образованную сложнодислоцированными нижнесилурийскими и пермскими терригенными и вулканогенными образованиями, прорванными многочисленными позднепермскими и раннетриасовыми интрузиями гранитоидов. Палеозойские образования с резким угловым несогласием перекрыты позднепермскими терригенными, часто угленосными отложениями монгугайской свиты. В южной части террейна, где свита наиболее широко распространена, ее отложения были изучены в бассейнах рек Барабашевки, Филипповки и Амбы (см. рис. 1б). Здесь она несогласно залегает на основных и кислых вулканитах среднепермской барабашской свиты, а сверху, также резко несогласно, перекрывается раннемеловыми терригенными отложениями галёнковской и платобазальтами шуфанской свит. Нижняя часть свиты (см. рис. 1в) сложена в основном частым переслаиванием разнозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с волнистой, линзовидной, горизонтальной и, реже, косой слоистостью. Иногда в самом основании свиты встречаются прослойки и линзы мелко- и среднегалечных конгломератов. Верхняя часть разреза сложена разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, углями и углистыми аргиллитами, редко туфами среднего и кислого состава. Всего в составе свиты насчитывается 22 пласта и пропластков каменного угля и углистых пород, имеющих мощность до 0.9 м [Государственная ..., 2016]. Общая мощность отложений оценивается в 380–600 м. Карнийский возраст свиты определяется на основании находок

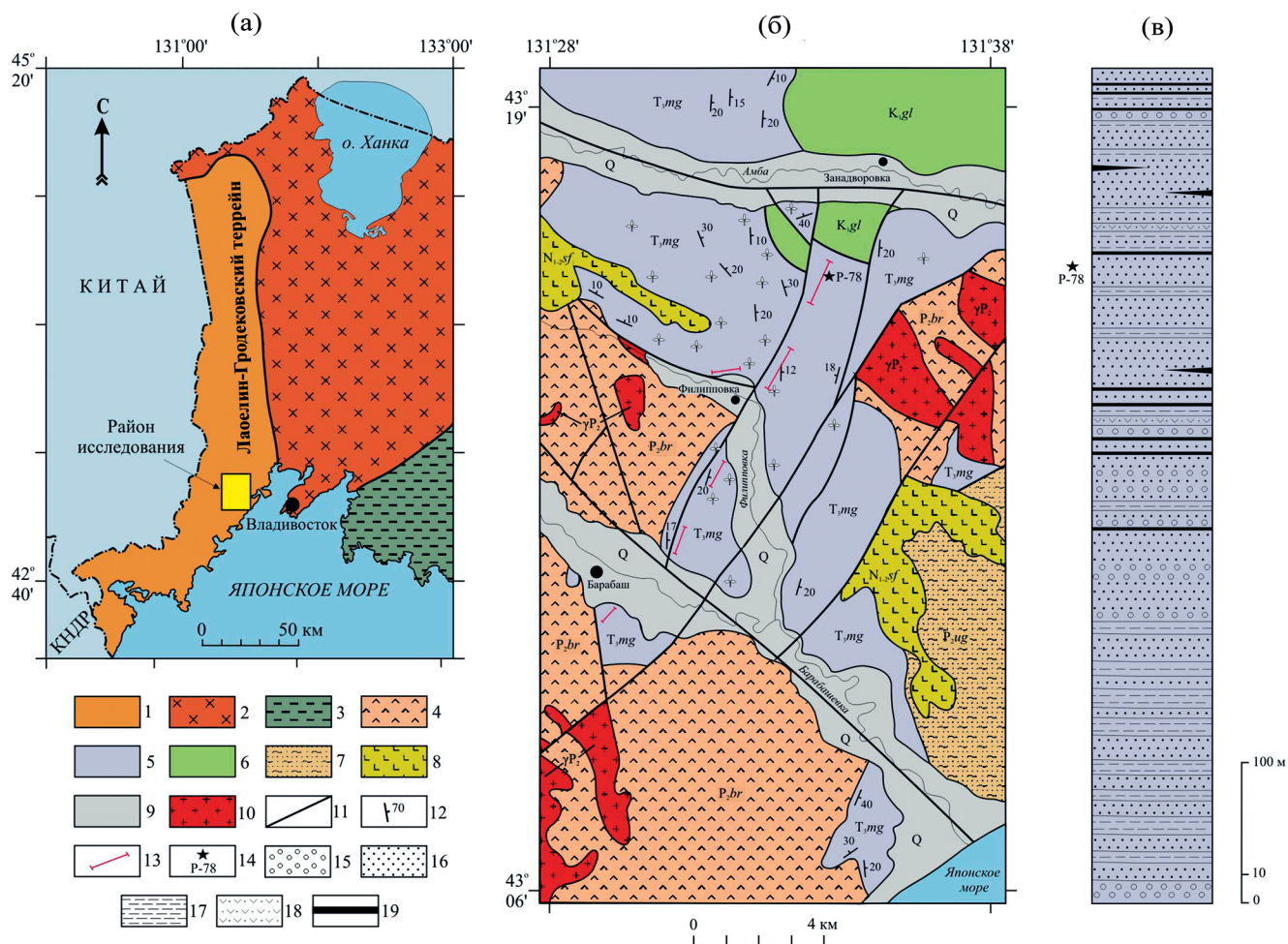


Рис. 1. Геологическая позиция Лаоелин-Гродековского террейна в тектонической структуре Юго-Западного Приморья (а); геологическая карта исследованного района (б); сводная стратиграфическая колонка отложений монгугайской свиты (в).

1–3 – террейны: 1 – Лаоелин–Гродековский, 2 – раннепалеозойского Бурей–Цзямусы–Ханкайского орогенного пояса (супертеррейна), 3 – раннепалеозойской активной окраины; 4–8 – свиты: 4 – барабашская (P_{2br}), 5 – монгугайская (T_{3mg}), 6 – галёнковская (K_{1gl}), 7 – угловская (P_{2ug}), 8 – шуфанская (N_{1–2sf}); 9 – четвертичные отложения (Q); 10 – среднепермские граниты и гранодиориты (γP₂); 11 – разломы; 12 – элементы залегания; 13 – места расположения изученных разрезов; 14 – место отбора пробы на U-Pb изотопное датирование детритовых цирконов и ее номер; 15 – конгломераты и гравелиты; 16 – песчаники; 17 – алевролиты и аргиллиты; 18 – туфы; 19 – угли.

ископаемых растений [Бурый, 1968; Волынец, Шорохова, 2007; Сребродольская, 1958; Триас ..., 2004 и др.].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования были верхнетриасовые терригенные отложения юго-западной части Приморского края. Для детального изучения выбраны песчаные породы, поскольку они несут наиболее богатую и достоверную информацию о типе и породном составе питающих провинций, а также о геодинамических обстановках формирования бассейнов седиментации.

Исследования выполнены на основе оригинальной коллекции образцов, отобранных из естественных береговых обнажений реки Филипповки, в карьерах в бортах долин рек Барабашевки и Амбы, а также выемках вдоль автомобильных дорог. Для аналитических исследований отбирались образцы пород, наименее затронутые вторичными преобразованиями, что контролировалось их изучением в шлифах. Изучение петрографического состава пород, определение и подсчет породообразующих компонентов песчаников, а затем и минерального состава их тяжелой фракции, производилось с помощью поляризационных микроскопов МИН-8

и Axioplan 2 imaging. Методика минералого-петрографических исследований традиционна, многократно апробирована, а ее детали приведены в целом ряде публикаций [Малиновский, 2010; Малиновский и др., 2006; Маркевич и др., 1987 и др.]. Химический состав тяжелых обломочных минералов изучался на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8100. Определения содержаний петрогенных элементов в песчаниках проводились методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 7600 Duo. Концентрации редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) устанавливались на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) Agilent 7500с. Аналитические исследования выполнены в Центре коллективного пользования (ЦКП) ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Детальнее методики описаны в статье [Блохин и др., 2022]. Аналитики П.Д. Гасанова, Г.А. Горбач, Н.И. Екимова, 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 разреза верхней части монгугайской свиты, вскрытого автотрассой в правом борту р. Амба юго-западнее с. Занадворовка, была отобрана проба Р-78 (43°16'37.92" с.ш. и 131°35'19.98" в.д.). Предварительная пробоподготовка и выделение обломочных цирконов проведены в лаборатории региональной геологии и тектоники ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Цирконы извлекались с помощью тяжелой жидкости (бромоформ) после дробления до 0.25 мм, 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 внутренние строения 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 и др., 2016].

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Для выяснения палеогеодинамических обстановок формирования отложений монгугайской свиты, а также установления тектонических типов и состава материнских пород источников их питания, был детально изучен состав, содержание и соотношение в песчаниках породообразующих компонентов и тяжелых обломочных минералов, геохимические особенности пород, а также U-Pb возраст отобранных из них детритовых цирконов.

Песчаники свиты разнозернистые, от мелко до грубозернистых. Породы имеют слабую либо среднюю степень сортированности обломочного материала, которая по мере увеличения зернистости ухудшается. Зерна обычно угловатые и угловато-окатанные, реже окатанные, чаще всего изометричные и удлиненные. Цемент, занимающий 5–20% объема пород, порово-плечный, редко базальный, по составу глинистый, глинисто-серицитовый, глинисто-карбонатный, иногда глинисто-железистый. Часто в песчаниках встречаются рассеянные по всему объему породы мелкие бесформенные обрывки и тонкие линзочки растительного детрита.

По соотношению породообразующих компонентов изученные песчаники однотипны и относятся к полимиктовым. Их обломочная часть содержит от 33 до 40% кварца. Преобладают изометричные монокристаллические зерна с волнистым погасанием, поликристаллические разновидности встречаются редко. Количество полевых шпатов варьирует от 21 до 33%, причем это в основном кислые плагиоклазы – альбит и олигоклаз (55–85% всех полевых шпатов). Доля калиевых полевых шпатов в редких случаях достигает 30%, а основные и средние плагиоклазы малочисленны. Обломки пород в сумме составляют 31–41%. Среди них чаще всего встречаются фрагменты осадочных (25–51% всех обломков), а также средних и кислых магматических пород (10–49%). Кремнистые и метаморфические породы редки. На классификационной диаграмме В.Д. Шутова [1967] (рис. 2) точки песчаников свиты группируются в поле полевошпатово-кварцевых граувакк.

В песчаниках свиты изучен состав, содержание и соотношение между отдельными тяжелыми обломочными минералами и их ассоциациями (рис. 3). Были установлены две ассоциации тяжелых минералов. Наиболее распространена циркон–турмалин–апатит–рутил (сиалическая) ассоциация, связанная с разрушением

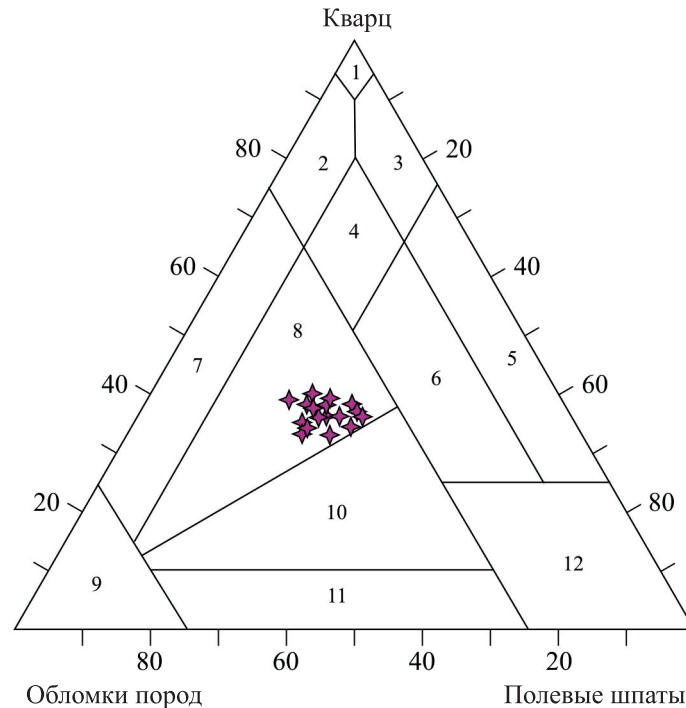


Рис. 2. Классификационная диаграмма типов песчаных пород из отложений монгугайской свиты [Шутов, 1967]. Поля типов песчаников: 1–4 – кварцевые песчаники (1 – мономиктовые кварцевые, 2 – кремнекласитно-кварцевые, 3 – полевошпатово-кварцевые, 4 – мезомиктовые кварцевые); 5 – чистые или собственно аркозы; 6 – граувакковые аркозы; 7 – кварцевые граувакки; 8 – полевошпатово-кварцевые граувакки; 9 – собственно граувакки; 10 – кварцево-полевошпатовые граувакки; 11 – полевошпатовые граувакки; 12 – кристаллотуфы.

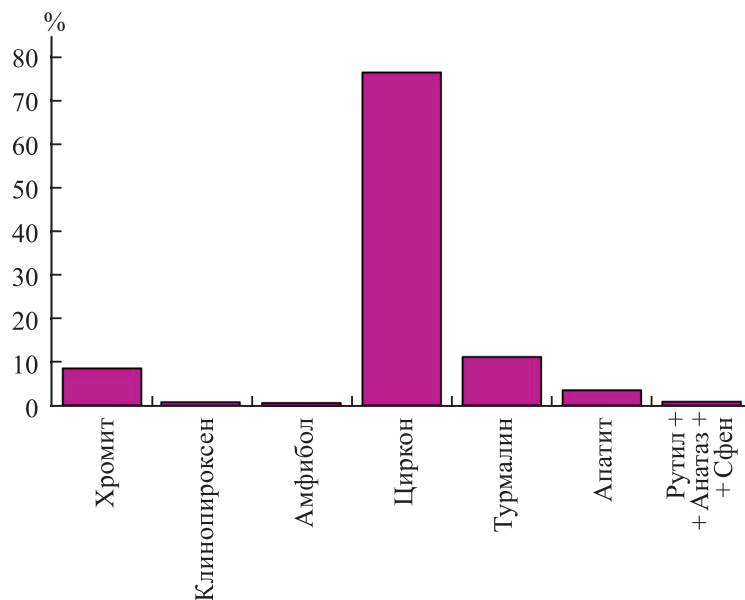


Рис. 3. Среднее содержание и характер распределения тяжелых обломочных минералов в песчаных породах монгугайской свиты.

кислых изверженных и метаморфических пород. В среднем сумма содержаний минералов ассоциации составляет 91% всех тяжелых минералов, а в отдельных пробах достигает 95–99%. В ассоциации доминирует циркон: в среднем 76%,

а в некоторых пробах до 81–88%. Других минералов ассоциации значительно меньше: турмалина в среднем 11%, апатита 4%, а рутила не более 1%. Вторая хромит–пироксен–амфиболовая (фемическая) ассоциация, происходящая из основных

Таблица 1. Содержание петрогенных элементов (мас. %) в песчаных породах монгулайской свиты Юго-Западного Приморья

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-	п.л.п.	ГМ	ТМ	ЖМ	ФМ	НКМ	СГА	WIP
P-60	77.02	0.60	14.41	1.06	0.26	0.01	0.15	0.04	0.05	1.28	0.04	0.42	4.49	0.21	0.042	0.09	0.02	0.09	90	12
P-62	80.81	0.46	12.08	0.94	0.25	0.01	0.12	0.03	0.07	1.13	0.02	0.28	3.59	0.17	0.038	0.10	0.02	0.10	90	10
P-63	73.32	0.54	14.08	0.82	3.18	0.04	0.45	0.46	1.13	1.82	0.07	0.52	3.72	0.25	0.038	0.28	0.06	0.21	75	27
P-65	75.04	0.67	13.77	1.33	1.75	0.08	0.41	0.16	0.07	1.21	0.06	0.53	4.71	0.23	0.048	0.22	0.05	0.09	89	11
P-66	72.84	0.85	15.21	1.28	1.23	0.02	0.55	0.09	0.13	2.37	0.05	0.37	4.67	0.26	0.056	0.16	0.04	0.16	84	22
P-67	73.69	0.85	16.13	0.46	0.47	0.01	0.23	0.03	0.10	1.73	0.04	1.14	4.73	0.24	0.053	0.05	0.02	0.11	89	16
P-68	72.16	0.85	15.54	1.67	1.13	0.03	0.47	0.11	0.11	1.98	0.06	0.68	4.73	0.27	0.055	0.17	0.05	0.14	86	18
P-69	74.09	0.63	13.99	1.12	1.11	0.03	0.50	0.61	0.69	2.02	0.06	0.66	4.16	0.23	0.045	0.15	0.04	0.19	80	25
P-72	73.91	0.34	10.84	0.71	1.73	0.04	1.04	1.97	1.42	2.78	0.07	0.54	4.12	0.18	0.032	0.22	0.05	0.39	60	42
P-74	72.49	0.72	14.02	1.32	1.67	0.03	0.83	0.41	1.71	2.30	0.15	1.05	3.10	0.24	0.051	0.20	0.05	0.29	70	36
P-75	74.01	0.48	13.44	1.61	1.37	0.04	0.69	0.56	1.93	2.80	0.11	0.53	2.10	0.23	0.036	0.22	0.05	0.35	65	43
P-76	73.95	0.54	13.41	0.91	1.43	0.04	0.59	1.63	0.96	1.95	0.06	0.61	3.65	0.222	0.039	0.173	0.040	0.23	76	30
P-78	72.56	0.28	10.54	0.01	2.51	0.07	1.04	7.11	1.54	1.65	0.05	0.47	2.00	0.18	0.026	0.24	0.05	0.30	66	46
P-78/1	70.77	0.31	11.36	0.66	2.12	0.08	1.16	7.88	1.59	2.03	0.05	0.45	1.13	0.21	0.028	0.24	0.06	0.32	70	52
P-79	80.18	0.32	10.96	0.20	1.19	0.01	0.24	0.43	1.75	1.85	0.06	0.50	1.81	0.16	0.030	0.12	0.02	0.33	66	33
P-80	72.93	0.29	11.33	0.94	0.68	0.03	0.57	3.17	1.88	2.28	0.06	0.80	4.56	0.18	0.025	0.14	0.03	0.37	80	45
P-81	71.50	0.39	14.34	0.76	1.30	0.07	0.89	2.56	1.50	1.67	0.06	0.63	4.49	0.24	0.027	0.14	0.04	0.22	62	35
P-81/1	73.67	0.37	12.26	0.49	2.06	0.05	0.76	3.69	1.50	1.80	0.06	0.51	2.63	0.21	0.030	0.21	0.05	0.27	68	39

Таблица 2. Содержание редких и редкоземельных элементов (г/т) в песчаных породах монгултайской свиты Юго-Западного Приморья

Компонент	Р-60	Р-62	Р-63	Р-65	Р-66	Р-67	Р-68	Р-69	Р-72	Р-74	Р-75	Р-76	Р-78	Р-78/1	Р-79	Р-80	Р-81	Р-81/1
Be	0.57	0.23	0.56	0.58	1.70	0.76	2.20	2.55	0.30	1.42	0.28	0.98	0.46	0.65	0.47	1.55	0.79	0.94
Sc	11.33	9.33	8.68	11.70	13.11	12.52	11.77	15.40	5.44	12.93	7.48	9.12	4.47	4.55	4.80	4.74	5.70	9.00
V	56.34	53.15	45.05	65.20	125.5	70.90	124.5	103.0	54.07	95.15	45.28	62.64	18.85	21.64	25.06	42.35	20.16	60.52
Cr	43.84	63.44	123.3	108.4	85.2	115.9	118.0	105.0	93.30	176.3	84.09	100.56	74.20	77.83	114.3	34.7	31.37	91.17
Co	4.16	6.60	21.69	13.38	6.83	2.59	10.37	5.81	10.73	11.07	6.60	8.87	6.53	6.30	8.17	7.97	5.18	8.40
Ni	5.26	4.62	31.87	11.80	23.46	7.50	23.20	10.40	26.41	51.42	17.99	18.42	6.04	10.12	9.26	13.32	9.96	16.53
Cu	17.62	19.47	7.07	30.60	10.70	18.72	10.44	15.64	8.89	23.35	16.50	16.44	30.32	3.85	17.70	5.89	19.93	16.06
Zn	33.07	27.87	154.1	86.15	70.70	56.40	70.90	88.33	36.42	72.20	61.80	64.53	36.2	32.9	31.9	36.51	40.9	58.9
Ga	13.22	10.69	16.77	13.24	21.84	16.73	23.46	20.48	14.07	18.56	14.42	16.28	11.25	12.40	12.41	14.12	16.07	15.65
Rb	44.49	37.44	76.17	42.43	100.4	70.57	90.57	97.92	54.70	81.19	72.13	70.91	49.16	60.32	61.85	83.97	64.39	68.15
Sr	15.25	16.20	24.2	14.51	51.03	28.83	49.08	30.20	189.2	171.2	118.5	90.1	160.1	171.4	60.7	153.7	102.2	85.1
Y	18.64	18.80	33.18	17.22	34.26	27.66	38.84	28.77	18.31	23.69	20.43	23.57	15.33	15.58	15.55	16.26	17.56	22.57
Zr	163.3	159.9	180.8	201.6	292.1	391.4	597.34	302.9	139.4	213.8	165.5	230.1	108.8	107.9	126.5	123.9	163.7	215.8
Nb	6.70	5.79	10.17	7.64	13.77	13.67	15.31	11.89	6.13	11.59	8.57	9.62	5.58	5.67	6.75	5.35	8.36	8.98
Mo	2.17	5.95	11.13	7.81	3.50	6.67	7.83	1.77	5.07	3.62	2.66	5.24	3.56	5.21	8.21	1.49	1.02	4.88
Sn	0.76	1.27	1.66	0.84	2.17	1.18	2.19	1.77	1.30	1.08	0.69	2.00	1.23	1.22	1.60	0.95	9.01	1.82
Ba	168.2	147.7	225.9	173.3	314.7	273.1	294.6	326.6	292.8	541.2	372.5	298.8	276.9	297.5	259.8	298.2	236.0	282.2
La	39.71	22.06	29.79	17.29	33.38	38.26	34.96	31.45	23.17	35.09	28.96	27.43	17.43	18.48	26.70	19.19	21.58	27.35
Ce	84.38	46.44	68.12	36.36	70.40	85.90	72.85	72.89	51.85	74.88	60.21	60.12	38.49	43.02	62.57	39.25	44.02	59.51

Таблица 2. Окончание

Компонент	P-60	P-62	P-63	P-65	P-66	P-67	P-68	P-69	P-72	P-74	P-75	P-76	P-78	P-78/1	P-79	P-80	P-81	P-81/1
Pr	10.19	5.29	7.83	4.11	8.29	9.92	8.49	7.59	5.53	8.96	7.20	6.72	4.13	4.31	6.22	4.35	4.82	6.70
Nd	37.74	20.62	31.58	15.94	31.09	38.95	33.53	31.85	20.34	33.32	24.67	26.00	15.40	17.63	24.46	15.30	19.27	25.75
Sm	8.22	5.86	6.47	3.64	6.20	7.84	5.44	6.80	3.54	5.92	5.39	5.09	3.19	2.94	5.02	3.53	3.76	5.23
Eu	1.36	1.02	1.42	0.80	1.43	1.48	1.39	1.44	0.92	1.36	1.11	1.12	0.71	0.82	0.91	0.77	0.71	1.10
Gd	5.78	4.16	6.00	3.63	5.64	6.08	5.47	6.80	2.93	5.19	4.32	4.43	2.58	2.73	3.16	2.82	3.10	4.40
Tb	0.83	0.58	1.12	0.60	0.86	1.10	0.85	0.80	0.54	0.80	0.78	0.72	0.39	0.46	0.55	0.42	0.45	0.70
Dy	4.88	3.03	5.55	2.75	4.59	5.21	5.42	5.83	3.40	4.16	3.28	3.88	2.39	2.33	2.67	1.83	2.89	3.77
Ho	0.65	0.56	1.16	0.57	0.99	0.98	1.18	1.13	0.58	0.84	0.64	0.79	0.49	0.51	0.55	0.46	0.62	0.75
Er	2.06	1.96	3.40	1.63	2.79	2.91	3.29	2.99	1.50	2.88	1.97	2.34	1.50	1.68	1.93	1.43	1.89	2.24
Tm	0.34	0.33	0.47	0.30	0.49	0.46	0.49	0.45	0.23	0.39	0.28	0.35	0.23	0.24	0.26	0.17	0.25	0.34
Yb	1.86	0.38	3.69	1.34	2.90	2.50	3.57	3.08	1.38	1.49	2.34	2.23	1.50	1.62	1.74	1.36	1.90	2.05
Lu	0.27	1.38	0.59	0.34	0.37	0.50	0.57	0.39	0.25	0.49	0.34	0.39	0.30	0.27	0.40	0.20	0.28	0.43
Hf	4.36	4.32	5.41	4.83	5.63	9.84	11.57	7.03	2.88	5.57	4.52	5.59	3.70	3.10	4.38	2.45	4.20	5.26
Ta	0.65	0.53	0.63	0.55	0.86	1.10	0.78	0.97	0.36	0.81	0.67	0.66	0.38	0.41	0.46	0.33	0.59	0.63
W	1.67	2.73	11.86	3.76	3.67	4.55	6.21	5.02	4.66	2.18	2.15	5.70	6.74	8.21	11.83	1.55	3.28	5.05
Pb	10.79	9.29	50.00	15.23	19.44	10.57	18.15	18.13	16.41	17.98	12.67	19.63	17.58	15.15	18.87	15.50	24.97	18.26
Th	6.67	5.40	9.40	6.56	12.24	8.96	13.10	10.80	6.68	8.97	7.69	8.89	6.29	7.13	7.94	6.40	9.74	8.40
U	1.97	1.62	2.98	1.68	3.08	3.22	3.39	2.92	1.69	2.49	1.91	2.42	1.80	1.69	2.12	1.42	2.53	2.29
(La/Yb) _n	14.14	10.63	5.36	8.54	7.63	10.17	6.49	7.24	11.17	15.58	8.21	6.78	7.73	7.59	10.16	9.36	7.54	9.25
Eu/Eu*	0.56	0.59	0.67	0.65	0.72	0.62	0.76	0.69	0.84	0.72	0.67	0.63	0.72	0.85	0.64	0.71	0.61	0.67

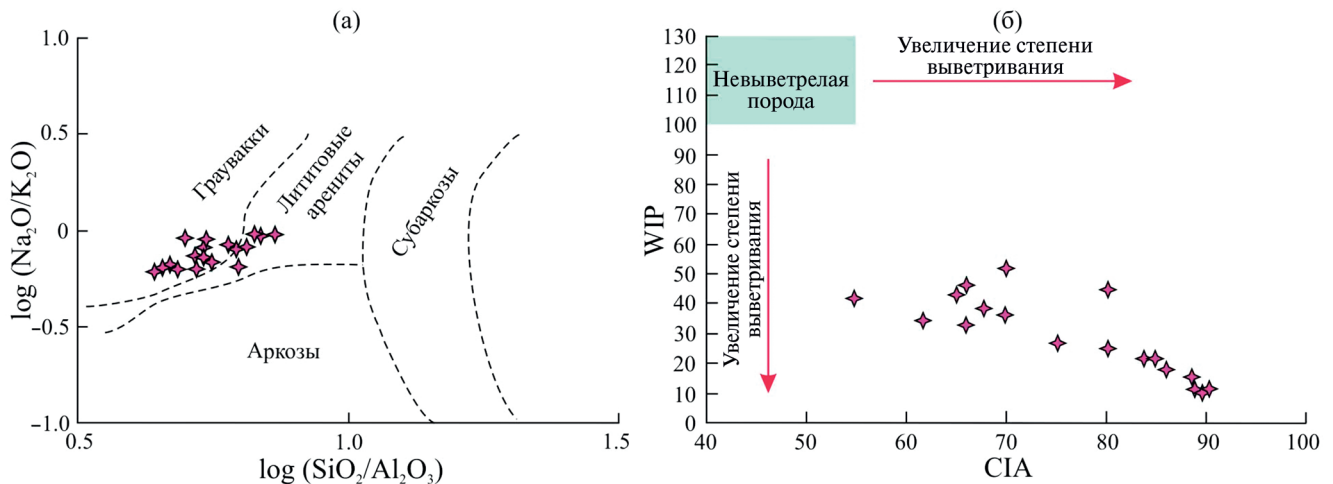


Рис. 4. Классификационная диаграмма $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$, [Петтиджон и др., 1976] (а) и диаграмма степени химического выветривания CIA–WIP [Bahlbürg, Dobrzinski, 2011] (б) для песчаных пород монгугайской свиты.

и ультраосновных магматических пород, находится в резко подчиненном количестве, в сумме в среднем составляя 9%. Среди минералов ассоциации преобладает хромит – в отдельных пробах его до 30%. Содержания же амфибола и пироксена редко превышают 1%, находясь обычно в знаковых количествах.

Для геохимической характеристики песчаных пород монгугайской свиты, а также дальнейших палеогеодинамических интерпретаций использовались частные анализы по отдельным пробам, которые сведены в табл. 1 и 2.

По химическому составу изученные песчаники достаточно близки (см. табл. 1). Наблюдающиеся колебания в содержаниях некоторых петрогенных оксидов, вероятно может объясняться влиянием локальных источников сноса, насыщенностью отдельных проб карбонатным веществом, а также и флуктуациями в процессе накопления. В монгугайских песчаниках содержание кремнекислоты варьирует в диапазоне от 70.07 до 80.81% при среднем значении 73.95%, TiO_2 (0.28–0.85 и 0.54% соответственно), Al_2O_3 (10.54–16.13 и 13.41%), FeO (0.25–3.18 и 1.43%), Fe_2O_3 (0.10–1.67 и 0.91%), MgO (0.12–1.18 и 0.59%) и CaO (0.03–7.88 и 1.63%). Кроме того, песчаники характеризуются незначительным преобладанием K_2O над Na_2O (1.13–2.80 и 0.05–1.93%) что сближает их с аркозами. На классификационной диаграмме $\log\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ – $\log\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [Петтиджон и др., 1976] (рис. 4а) фигуративные точки песчаников группируются как в поле граувакк, так и в поле лититовых аренытов – разностей промежуточных между граувакками и аркозами.

О промежуточном положении песчаников между граувакками и аркозами свидетельствуют и довольно низкие (0.02–0.08) значения фемического модуля $\Phi\text{M} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$, величина которого в значительной степени зависит от содержания в терригенных отложениях продуктов гидролиза и кремнезема и позволяет достаточно уверенно распознавать граувакки и аркозы [Юдович, Кетрис, 2000].

Абсолютные содержания петрогенных элементов в терригенных породах определяются как составом их обломочной части, так и уровнем “зрелости”, т.е. степенью химического выветривания материнских пород областей питания. Уровень “зрелости” пород определяется величиной гидролизатного модуля $\Gamma\text{M} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ [Юдович, Кетрис, 2000]. В песчаниках свиты его значения относительно невелики (0.17–0.29), что свидетельствуют о довольно высоком уровне зрелости пород свиты и, соответственно, о достаточно интенсивных процессах выветривания в областях сноса. О существенной степени выветрелости исходных пород свидетельствуют и высокие (60–90, в среднем 76) значения индекса химического изменения $\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$ (где основные оксиды представлены в мол. %, а CaO^* соответствует CaO в силикатах) [Nesbitt, Young, 1982], а также низкие (10–52, в среднем 30) величины индекса выветривания $\text{WIP} = 100 \times (2\text{Na}_2\text{O}/0.35 + \text{MgO}/0.9 + 2\text{K}_2\text{O}/0.25 + \text{CaO}/0.7)$ [Parker, 1970]. Все это в целом свидетельствует о преобладании в составе палеоводосборов достаточно

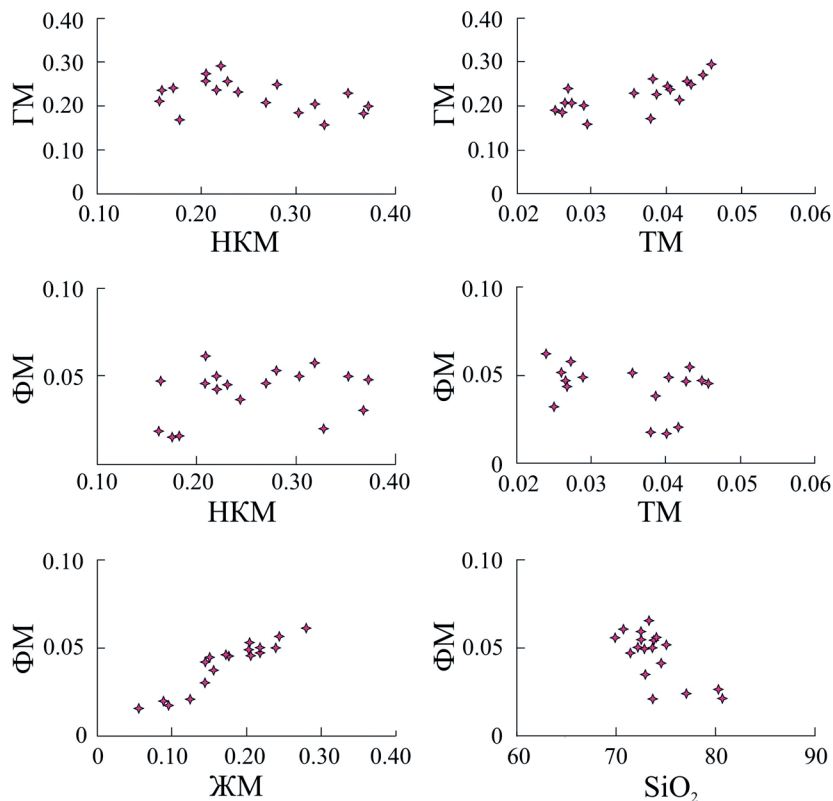


Рис. 5. Модульные диаграммы для песчаных пород монгугайской свиты [Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000].

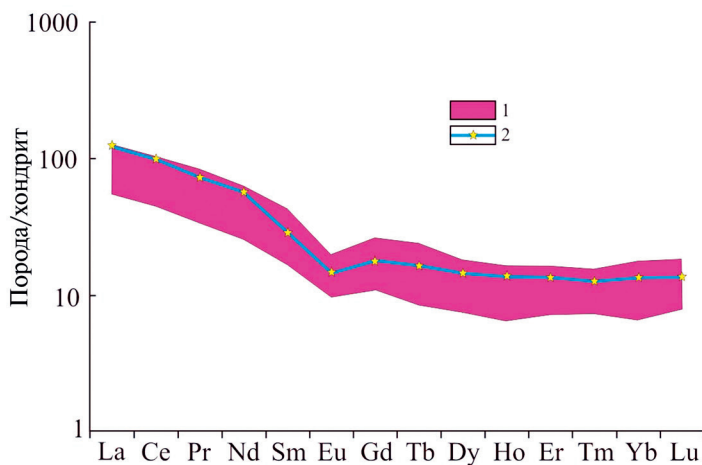


Рис. 6. Спектры распределение РЗЭ, нормированных к хондриту [Boynnton, 1984], в песчаных породах монгугайской свиты и сопоставление их с PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].
1 – песчаники; 2 – PAAS.

геохимически “зрелых”, в значительной степени выветрелых исходных пород (см. рис. 46) [Bahlburg, Dobrzinski, 2011]. Существующие же, иногда довольно заметные, различия в степени зрелости могут объясняться смещением в области седиментации продуктов выветривания, поступавших из различных по составу комплексов пород областей

питания, а возможно и из разных климатических обстановок [Маслов, Подковыров, 2023].

По ряду литохимических показателей (модулей) [Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000], позволяющих судить о литогенной либо петрогенной природе осадков, а также дающих дополнительную информацию о составе исходных пород

областей размыва, песчаники свиты достаточно близки. Величина титанового модуля $TM = TiO_2 / Al_2O_3$ в рассматриваемых песчаниках относительно невысока, изменяясь в основном от 0.025 до 0.040, и лишь иногда достигая 0.045–0.055. Это связано с преобладанием среди размывавшихся пород гранитоидов, обладающих, в свою очередь, низкими значениями TM , а также локальным присутствием среди источников питания и основных вулканитов, участвовавших в строении подстилающих ранне–среднепермских отложений. Величина модуля нормированной щелочности $NKM = Na_2O + K_2O / Al_2O_3$, позволяющего распознавать в осадочных породах примесь вулканического материала, в песчаниках монгугайской свиты относительно невысока и при этом колеблется в достаточно широких пределах (от 0.09 до 0.39), Это, вероятно, объясняется смещением в их составе продуктов размыва кислых изверженных пород с некоторым количеством основной и средней вулканокластики. О преобладании в составе палеоводосборов кислых изверженных пород свидетельствуют и низкие значения еще одного литохимического показателя – железного модуля $JM = (Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (TiO_2 + Al_2O_3)$. Его значение в изученных песчаниках изменяется в пределах от 0.05 до 0.28, что хорошо согласуется с величинами этого показателя в гранитоидах.

Величина и соотношения между отдельными модулями, а также положение их фигуративных точек на ряде модульных диаграмм (положительная корреляция между парами модулей $GM-TM$ и $FM-JM$, но отрицательная либо ее отсутствие между другими парами) [Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000] (рис. 5), свидетельствует о принадлежности изученных пород к петрогенным, прошедшим один цикл седиментации.

По содержанию и характеру распределения редких и редкоземельных элементов песчаники монгугайской свиты достаточно близки между собой (см. табл. 2). Суммарные содержания РЗЭ в них относительно невелики и варьируют от 89 до 179 г/т. Спектры их распределения, нормализованные к составу хондрита [Boynnton, 1984] (рис. 6), во всех пробах однотипны и характеризуются нормальными трендами с умеренной степенью фракционирования и соотношением La_N / Yb_N , варьирующем от 5.36 до 15.58, при среднем значении 9.04. Кроме того, спектрам свойственна отчетливо выраженная отрицательная европиевая аномалия (Eu / Eu^* от 0.56 до 0.85). По сравнению с постархейским австралийским средним глинистым сланцем (РААS) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], породы в большинстве случаев незначительно обеднены всеми элементами (до 2.2 раза) и лишь в отдельных пробах

они находятся в равных либо несколько более высоких концентрациях.

ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Полученные в результате изучения вещественного состава песчаников монгугайской свиты данные позволяют реконструировать палеогеодинамические обстановки их формирования, а также определить тектонические типы и породный состав областей питания, поставивших обломочный материал в бассейн седиментации. Палеогеодинамическая интерпретация этих данных осуществлена при помощи серии широко известных дискриминантных диаграмм, построенных на основании сравнения результатов изучения древних терригенных пород и современных осадков, формирование которых происходило в известных тектонических обстановках [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986; Cullers, 2002; Dickinson, Suczek, 1979; Floyd, Leveridge, 1987; Garzanti, Ando, 2007; Roser, Korsch, 1986; Verma, Armstrong-Altrin, 2013 и др.].

Вещественный состав песчаников свиты свидетельствуют, что по своим минералого–геохимическим параметрам они относятся к петрогенным грауваккам и, частично, лититовым аренитам, характеризуются значительной степенью зрелости обломочного материала, а их формирование происходило за счет размыва существенно выветрелых материнских пород областей сноса. На диаграмме $Q-F-L$ [Dickinson, Suczek, 1979] (рис. 7a), предназначенной для выявления тектонических типов источников питания по составу породообразующих компонентов песчаников, фигуративные точки пород свиты группируются в поле расчлененных, практически полностью разрушенных окраинно-континентальных магматических дуг, в которых эрозия вскрыла гранитоидные интрузии корневых частей этих дуг, а также в поле смешанных источников, объединяющих энсиалическую магматическую дугу и континентальную сушу, сложенную древними гранитно-метаморфическими и осадочными комплексами. Вследствие этого в седиментационный бассейн поступала, в основном, сиалическая кластика континентальных источников и фундамента глубоко эродированной дуги, а оставшиеся еще неразмытыми основные–средние вулканиты дуги играли второстепенную роль.

Состав, содержание и определенные соотношения между тяжелыми обломочными минералами в песчаниках позволяют достаточно уверенно

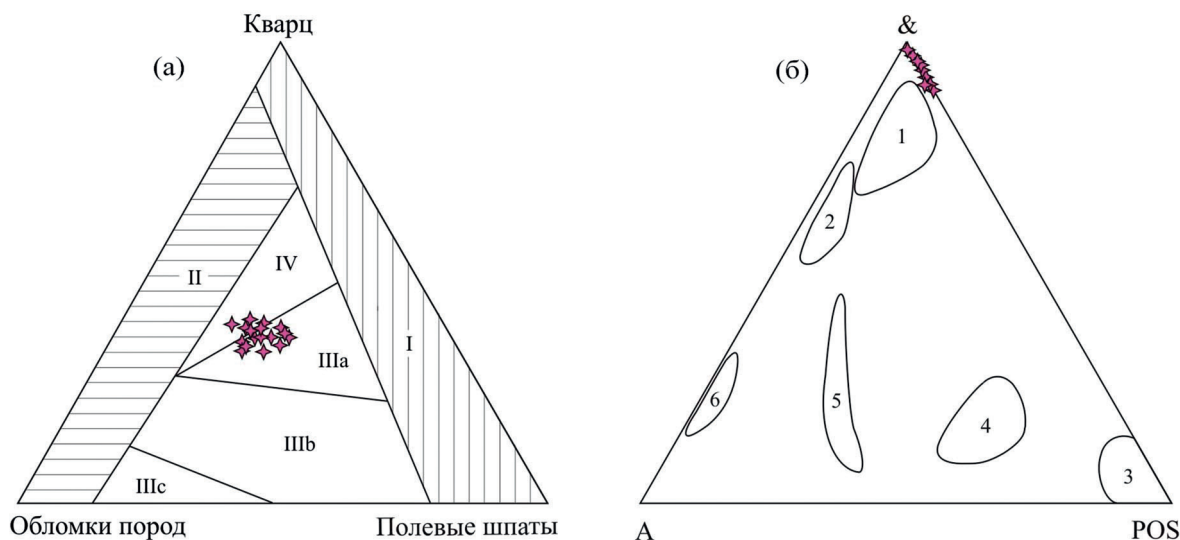


Рис. 7. Возможные типы областей питания для отложений монгугайской свиты. а – по породообразующим компонентам песчаников на диаграмме Q–L–F [Dickinson, Suczek, 1979] (Q – кварц, L – обломки пород, F – полевые шпаты), I–IV – типы областей питания: I – кратоны и поднятые блоки основания, II – ремобилизованные орогены, III – магматические дуги (IIIa – расчлененные, глубоко эродированные, IIIb – переходные, IIIc – нерасчлененные, слабо эродированные), IV – смешанные источники питания; б – по тяжелым обломочным минералам песчаников на диаграмме &–A–POS [Garzanti, Ando, 2007] (A – амфиболы и эпидоты, POS – клинопироксены, ортопироксены, оливины и хромиты, & – другие прозрачные минералы), 1–6 – типы питающих провинций: 1 – континентальные блоки (кратоны и краевые части рифтов), 2 – коллизионные орогены, 3–6 – магматические дуги: 3 – неэродированные, 4 – переходные слабоэродированные, 5 – переходные эродированные, 6 – сильноэродированные.

судить о тектоническом типе питающих провинций, а также о петрографическом составе слагающих ее материнских пород [Малиновский и др., 2006; Тучкова и др., 2003; Garzanti, Ando, 2007; Morton, Hallsworth, 1994; Nechaev, Isphording, 1993 и др.] Анализ соотношения ассоциаций тяжелых минералов песчаников монгугайской свиты на диаграмме A–&–POS [Garzanti, Ando, 2007] (см. рис. 7б) свидетельствует, что основным поставщиком кластики, формировавшим сиалическую ассоциацию минералов, были гранитно-метаморфические породы континентальных источников питания, слагавшие кратоны и выступы кристаллического фундамента в обрамлении рифтовых зон. Кроме того, дополнительным источником минералов этой ассоциации были кислые изверженные породы, слагавшие фундамент энсиалической (окраинно-континентальной) островной дуги. Вместе с тем, присутствие в тяжелой фракции песчаников небольшого количества обломочных хромита, клинопироксена и амфибола, может свидетельствовать об участии в составе области питания основных и ультраосновных интрузивных и вулканических пород, имевших, вероятно, островодужное происхождение. Подтверждением этому служит химический состав хромитов (табл. 3). Все зерна очень однородны и, за одним

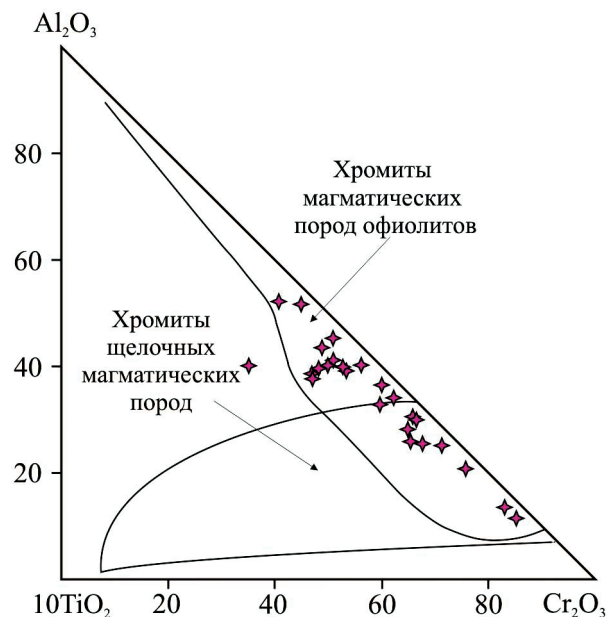


Рис. 8. Диаграмма химического состава обломочных хромитов из песчаников монгугайской свиты и их вероятные магматические источники [Щека, Вржосек, 1983].

Таблица 3. Химический состав (мас. %) хромитов из песчаных пород монгугайской свиты Юго-Западного Приморья

Проба	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	V	Сумма
P-68	0.33	28.93	35.38	23.08	25.64	—	12.76	—	100.47
P-68	—	6.52	59.67	25.90	28.77	—	6.51	—	98.60
P-68	—	14.97	49.63	28.75	31.94	0.67	7.29	—	101.32
P-74	0.96	21.56	40.71	27.21	30.23	—	10.54	0.39	101.37
P-74	—	15.45	51.63	19.97	22.18	—	14.19	—	101.23
P-74	—	10.40	56.29	20.67	22.96	0.55	10.45	—	98.36
P-74	0.98	20.38	39.39	26.52	29.46	—	12.65	—	99.92
P-74	—	6.49	57.78	24.83	27.58	—	10.46	—	99.56
P-78	0.71	20.69	39.02	27.23	30.25	0.53	12.21	—	100.39
P-78	0.29	13.55	54.20	20.48	22.75	—	11.03	—	99.55
P-78	0.43	13.88	53.13	16.84	18.71	—	15.33	—	99.60
P-78	—	20.80	44.49	22.46	24.95	—	12.75	—	100.49
P-78	0.39	21.96	41.89	21.54	23.93	—	14.32	—	100.11
P-79	0.33	22.55	39.17	25.19	27.98	—	11.94	—	99.19
P-79	1.96	20.83	27.51	38.67	42.96	—	9.74	0.42	99.13
P-79	—	22.37	38.50	24.95	27.71	0.53	12.34	—	98.69
P-79	0.32	16.45	45.57	25.19	27.98	0.51	10.67	—	98.71
P-79	0.31	20.11	42.09	24.53	27.25	—	12.06	—	99.10
P-79	—	12.68	52.84	23.20	25.77	—	10.91	—	99.63
P-79	0.29	14.46	50.65	22.32	24.79	0.53	12.11	—	100.36
P-80	0.52	20.76	39.82	27.64	30.70	—	12.4	—	101.14
P-80	—	26.61	36.08	25.51	28.34	—	12.23	0.37	100.80
P-80	—	19.06	47.79	19.60	21.77	0.49	14.81	—	101.75
P-80	0.33	20.41	41.95	27.02	30.02	—	11.97	—	101.66
P-80	—	18.06	49.67	20.78	23.08	—	13.59	—	102.11

Примечание. Прочерк — компонент не обнаружен.

исключением, относятся к низкотитанистому типу (TiO₂ < 1.5%). На диаграмме Al₂O₃–Cr₂O₃–10TiO₂ [Щека, Вржосек, 1983] (рис. 8) они соответствуют хромитам из магматических пород офиолитов, вероятно входивших в состав основания дуги.

Характерные для песчаных пород монгугайской свиты геохимические особенности: относительно высокие содержания кремнекислоты, но невысокие либо умеренные значения литохимических модулей ГМ, ФМ, ТМ, ЖМ и НКМ, незначительное преобладание K₂O над Na₂O, умеренные суммарные концентрации РЗЭ, при относительной обогащенности легкими элементами по сравнению с тяжелыми, отчетливо выраженная отрицательная Eu аномалия а также положение фигуративных точек состава пород

на парных диаграммах Zr/Sc–Th/Sc, F1–F2, Hf–La/Th и La/Sc–Th/Co [Cullers, 2002; Floyd, Leveridge, 1987; McLennan et al., 1993; Roser, Korsch, 1988] (рис. 9), предназначенных для распознавания состава материнских пород питающих провинций, свидетельствует, что основным источником вещества были кислые магматические породы, при заметно меньшей доле участия средней и, возможно, основной вулканокластике, а также осадочных пород, обогащенных древними обломочными компонентами. Долю участия компонентов основного–среднего состава можно оценить по положению точек на диаграмме Cr/Th–Th/Sc [Condie, Wronkiewicz, 1990] (рис. 10). Она, очевидно, редко достигала 20–30%, в среднем составляя около 10%.

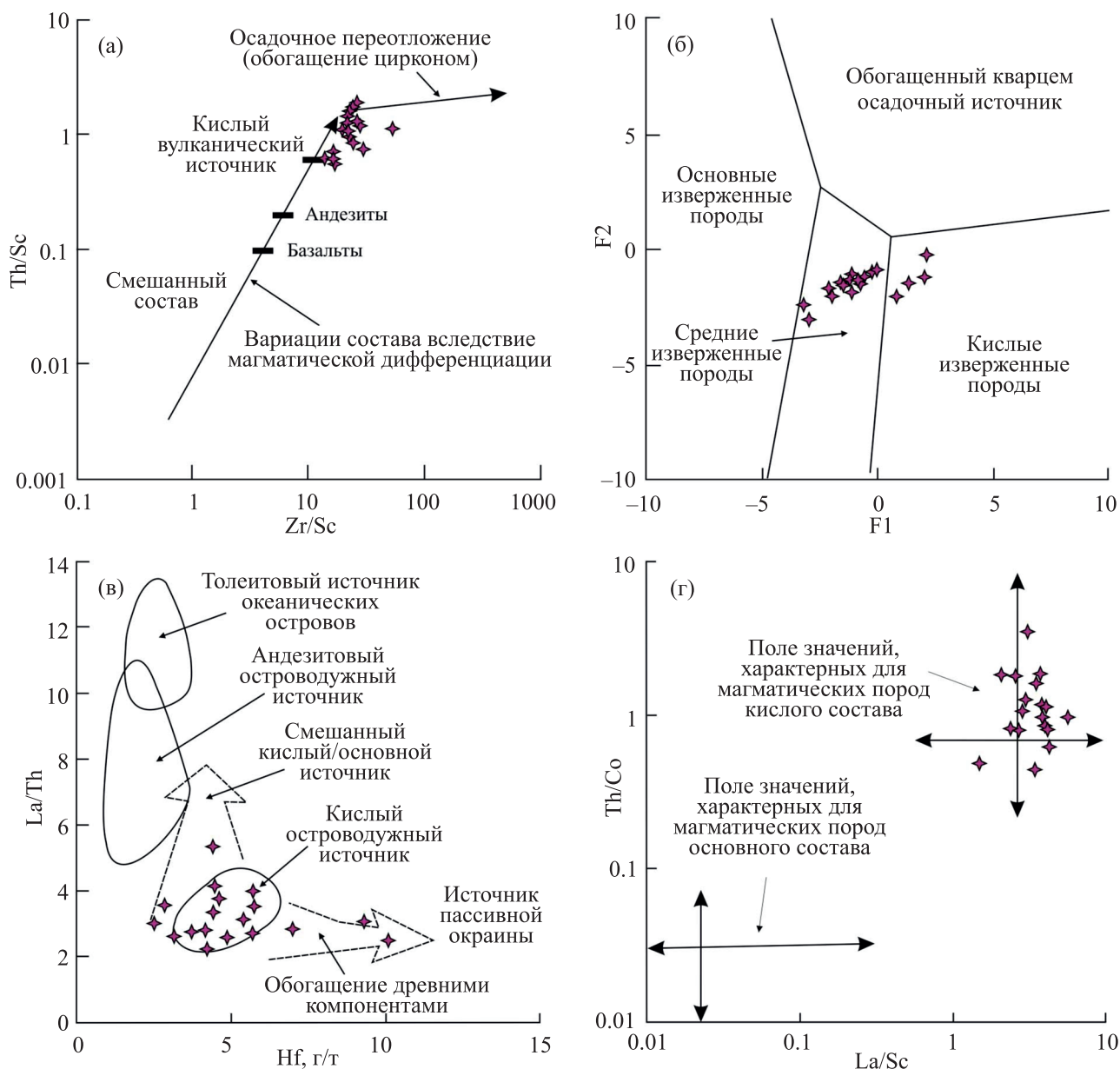


Рис. 9. Возможные типы областей питания для отложений монгугайской свиты по геохимическим данным.

а–г – вероятный породный состав питающих провинций на диаграммах: а – Zr/Sc–Th/Sc [McLennan et al., 1993]; б – F1–F2 [Roser, Korsch, 1988]. $F1 = 30.638 \times \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 12.541 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{Al}_2\text{O}_3 + 7.329 \times \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 12.031 \times \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 35.402 \times \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 6.382$; $F2 = 56.5 \times \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 10.879 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{Al}_2\text{O}_3 + 30.875 \times \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 5.404 \times \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 11.112 \times \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 3.89$; в – Hf–La/Th [Floyd, Leveridge, 1987]; г – La/Sc–Th/Co [Cullers, 2002].

С целью детализации имеющихся данных о составе, возрасте и возможном положении источников питания, поставивших материал в поздне триасовые седиментационные бассейны Юго-Западного Приморья, было проведено U–Pb изотопное датирование детритовых (обломочных) цирконов из песчаных пород монгугайской свиты.

Катодоллюминесцентные изображения некоторых выделенных из образца P-78 зерен цирконов

приведены на рис. 11. Цирконы обычно прозрачные, бесцветные либо бледно-розовые, с короткопризматическими, дипирамидальными и, реже, длиннопризматическими очертаниями. Также многочисленны и обломки кристаллов. Размеры зерен по длинной оси составляют 70–200 мкм, иногда достигая 250–330 мкм, при этом коэффициент удлинения изменяется от 1.1 до 3.5. Кристаллы обычно не окатаны и лишь иногда их вершины и ребра сглажены. Для цирконов характерна хорошо

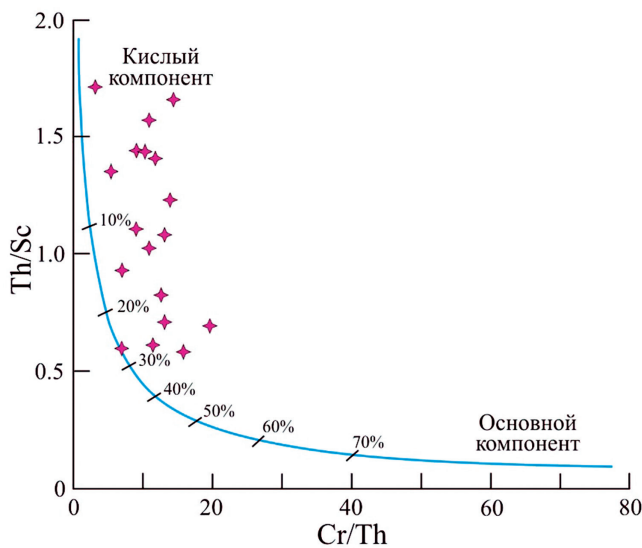


Рис. 10. Диаграмма соотношения продуктов размыва кислых и основных магматических пород в песчаниках монгугайской свиты [Condie, Wronkiewicz, 1990].

выраженная тонкая и, реже, грубая и секториальная осцилляторная магматическая зональность, изредка наблюдаются мелкие минеральные и газо-жидкие включения. Величина отношения Th/U , являющаяся достаточно надежным индикатором происхождения циркона [Романюк и др., 2018; Kirkland et al., 2015 и др.], в монгугайской свите изменяется от 0.15 до 1.20, при этом в большинстве зерен она составляет 0.3–0.8, что позволяет классифицировать их как цирконы магматического генезиса.

Результаты $\text{U}-\text{Pb}$ геохронологического датирования цирконов приведены в табл. 4, а также на гистограммах и кривых плотности вероятности

распределения изотопных возрастов (рис. 12). Для рассмотрения и дальнейшего обсуждения использовались возрастные датировки цирконов, у которых дискордантность (D) попадает в интервал значений от -10 до $+10\%$.

Из 111 изученных цирконов, извлеченных из песчаников свиты, конкордантными оказались датировки 63 зерен, с диапазоном возрастов от 240 до 1781 млн лет (см. табл. 4). Исследования показали, что наиболее многочисленную популяцию (70% всех зерен) образуют цирконы с возрастными от 293 до 240 млн лет (пермь–средний триас). На кривой относительной вероятности возраста основной максимум отвечает значению 247 млн лет, а второстепенный – 281 млн лет (см. рис. 12). Обращает на себя внимание, что возраст самых “молодых” изученных цирконов (240–251 млн лет, 41%) достаточно близок, но не моложе биостратиграфического возраста свиты [Бурий, 1968; Волинец, Шорохова, 2007; Триас ..., 2004]. В подчиненном количестве (23%) встречаются цирконы среднекембрийского–ордовикского возраста (510–447 млн лет) с максимумами в 504 и 480 млн лет. В виде единичных зерен встречаются цирконы с раннедевонскими (395 млн лет), раннесилурийскими (434 млн лет) и позднепротерозойскими (612 млн лет) возрастными.

Полученные результаты $\text{U}-\text{Pb}$ изотопного датирования детритовых цирконов позволяют детализировать петрографический состав, возраст и возможное расположение основных источников питания, за счет разрушения которых формировались терригенные отложения монгугайской свиты.

Среди исследованных цирконов свиты содержится лишь два зерна с палео- (1781 млн лет)

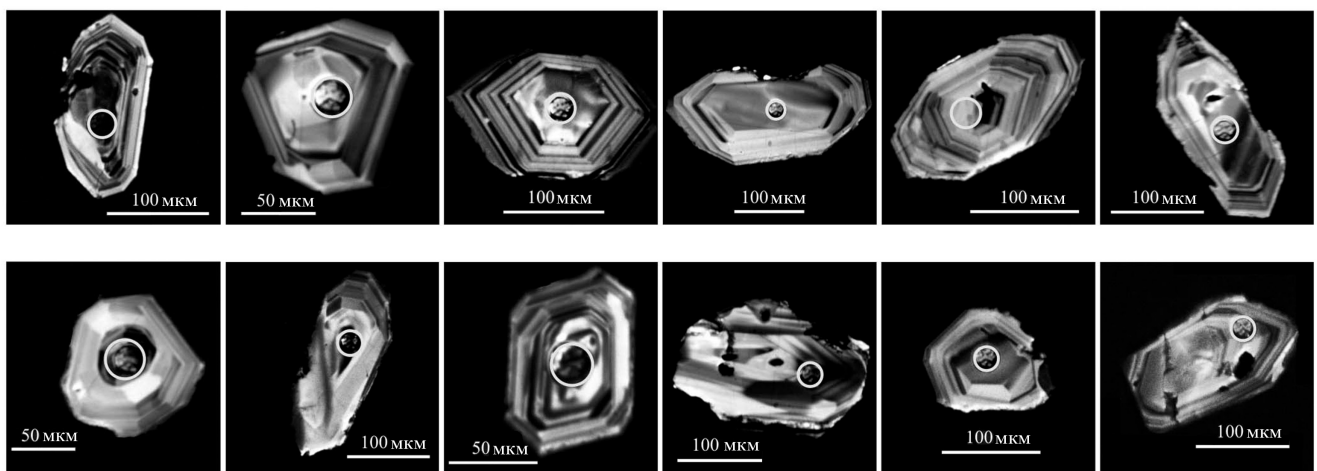


Рис. 11. Катодолуминесцентные изображения обломочных цирконов из песчаных пород монгугайской свиты (обр. Р-78).

Таблица 4. Результаты U–Pb изотопного датирования детритовых цирконов из песчаных пород монгугайской свиты Юго-Западного Приморья (обр. P-78)

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения				Возраст, млн лет				D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	
85	0.67	0.5846	0.0127	0.0823	0.0009	467	8	510	5	–8
104	0.50	0.5400	0.0147	0.0765	0.0009	438	10	475	6	–8
76	0.50	0.6029	0.0147	0.0809	0.0009	479	9	502	5	–4
98	0.39	0.2764	0.0090	0.0410	0.0005	248	7	259	3	–4
97	0.64	0.2808	0.0128	0.0415	0.0006	251	10	262	4	–4
92	0.67	0.2702	0.0103	0.0400	0.0005	243	8	253	3	–4
80	0.32	0.5695	0.0134	0.0764	0.0008	458	9	474	5	–3
39	0.39	0.5552	0.0100	0.0745	0.0007	448	7	463	4	–3
7	0.33	0.5318	0.0102	0.0718	0.0007	433	7	447	4	–3
81	0.41	0.2823	0.0106	0.0410	0.0005	253	8	259	3	–3
84	0.42	0.3096	0.0185	0.0442	0.0006	274	14	279	4	–2
73	0.92	0.2902	0.0262	0.0417	0.0009	259	21	263	6	–2
58	0.36	0.5225	0.0100	0.0696	0.0007	427	7	434	4	–2
32	0.46	0.2738	0.0084	0.0394	0.0004	246	7	249	3	–1
102	0.43	0.2859	0.0105	0.0408	0.0006	255	8	258	3	–1
103	0.42	0.5597	0.0159	0.0731	0.0009	451	10	455	5	–1
83	0.35	0.2888	0.0143	0.0410	0.0006	258	11	259	4	–1
59	0.30	0.4731	0.0101	0.0632	0.0006	393	7	395	4	0
54	0.16	0.6109	0.0132	0.0782	0.0008	484	8	486	5	0
70	0.91	0.2744	0.0206	0.0390	0.0008	246	16	247	5	0
49	0.33	0.2695	0.0055	0.0383	0.0004	242	4	243	2	0
96	0.57	0.3351	0.0113	0.0465	0.0006	293	9	293	4	0
33	0.47	0.2763	0.0079	0.0391	0.0004	248	6	247	3	0
42	0.54	0.2789	0.0283	0.0394	0.0006	250	22	249	4	0
4	0.36	0.6356	0.0193	0.0803	0.0009	500	12	498	5	0
93	0.48	0.6402	0.0325	0.0807	0.0013	502	20	500	8	0
69	1.20	0.4066	0.0109	0.0549	0.0006	346	8	345	4	1
71	0.60	0.2755	0.0143	0.0387	0.0005	247	11	245	3	1
65	0.73	0.2800	0.0198	0.0392	0.0007	251	16	248	4	1
38	0.70	0.2768	0.0212	0.0388	0.0007	248	17	245	4	1
2	0.15	0.8586	0.0117	0.1012	0.0009	629	6	621	5	1
57	0.83	0.2853	0.0216	0.0398	0.0008	255	17	252	5	1
41	0.90	0.2802	0.0225	0.0391	0.0007	251	18	247	4	1
90	0.78	0.2756	0.0141	0.0384	0.0006	247	11	243	4	2
52	0.51	0.6162	0.0147	0.0771	0.0008	488	9	479	5	2
62	0.46	0.3252	0.0122	0.0444	0.0005	286	9	280	3	2
95	0.90	0.3410	0.0283	0.0463	0.0010	298	21	292	6	2
64	0.76	0.2858	0.0157	0.0395	0.0006	255	12	250	4	2
67	0.44	0.2840	0.0125	0.0393	0.0005	254	10	248	3	2

Таблица 4. Окончание

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения				Возраст, млн лет				D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	
37	1.03	0.2851	0.0280	0.0393	0.0007	255	22	249	4	2
19	0.62	0.2971	0.0103	0.0408	0.0005	264	8	258	3	2
13	0.48	0.3096	0.0344	0.0421	0.0010	274	27	266	6	3
31	0.37	0.2882	0.0089	0.0394	0.0004	257	7	249	3	3
55	0.30	0.2836	0.0072	0.0387	0.0004	254	6	244	3	4
16	0.77	0.2930	0.0241	0.0398	0.0008	261	19	251	5	4
25	0.64	0.6839	0.0284	0.0820	0.0010	529	17	508	6	4
40	0.58	0.6662	0.0572	0.0797	0.0016	518	35	495	9	5
26	0.70	0.2878	0.0091	0.0386	0.0004	257	7	244	3	5
99	0.57	0.3107	0.0110	0.0409	0.0005	275	8	258	3	6
28	0.58	0.6250	0.0182	0.0743	0.0008	493	11	462	5	7
8	1.05	0.2945	0.0083	0.0388	0.0004	262	7	245	3	7
23	0.53	0.2975	0.0095	0.0390	0.0004	264	7	247	3	7
30	0.27	0.3003	0.0117	0.0393	0.0005	267	9	249	3	7
75	0.55	0.2981	0.0230	0.0391	0.0008	265	18	247	5	7
44	1.02	0.2911	0.0127	0.0380	0.0005	259	10	241	3	8
34	0.62	0.2911	0.0125	0.0380	0.0005	259	10	240	3	8
21	0.50	0.3110	0.0298	0.0402	0.0009	275	23	254	5	8
100	0.78	0.3249	0.0160	0.0417	0.0007	286	12	264	4	8
107	0.61	0.3147	0.0167	0.0405	0.0007	278	13	256	4	8
60	0.38	0.3131	0.0117	0.0403	0.0005	277	9	255	3	9
24	0.67	0.3079	0.0217	0.0394	0.0007	273	17	249	4	9
74	0.46	0.3025	0.0088	0.0388	0.0005	268	7	246	3	9
29	0.30	5.0412	0.0692	0.3182	0.0029	1826	12	1781	14	3

Примечание. D – дискордантность.

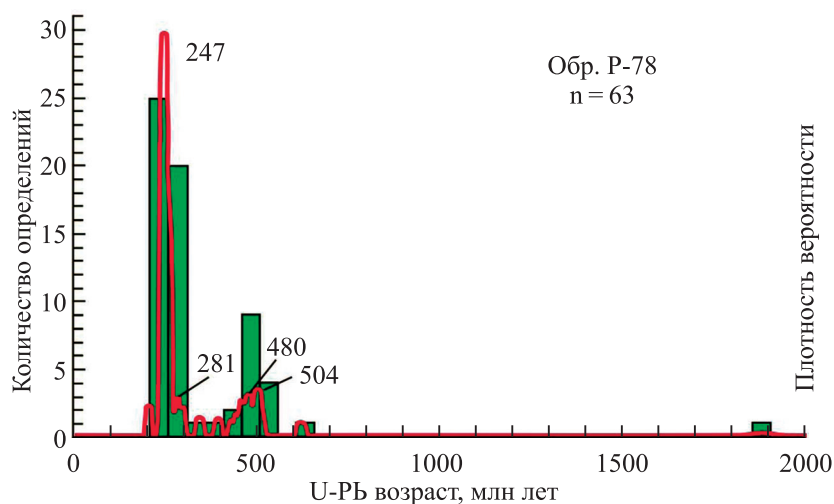


Рис. 12. Гистограмма и кривая плотности вероятности распределения U-Pb изотопных возрастов детритовых цирконов с дискордантностью $-10\% \leq D \leq +10\%$ из песчаных пород монгулайской свиты.

и неопротерозойскими (612 млн лет) возрастами, источником которых могли быть достаточно удаленные кристаллические комплексы Северо-Китайского кратона и Бурея–Цзямусы–Ханкайского супертеррейна [Диденко и др., 2020; Wan, 2010]. Источником относительно часто встречающихся цирконов с кембрийскими и ордовикскими возрастами (510–447 млн лет), вероятно, были коллизионные гранитоиды широко распространенных в регионе раннепалеозойских массивов и террейнов – Ханкайского, Артемовского, Надеждинского, Цзямусы, Сунляо, Хинган [Диденко и др., 2020; Крук и др., 2018; Wu et al., 2011]. Присутствие в отложениях свиты лишь единичных зерен цирконов с силурийскими (434 млн лет) и девонскими (395 млн лет) возрастами объясняется известным в этот период времени резким региональным снижением объемов гранитообразования [Крук и др., 2018; Wu et al., 2011]. Массивы гранитоидов имели небольшие размеры и к поздне триасовому времени были практически полностью размыты, не оказывая на осадконакопление заметного влияния. Источниками самой молодой и наиболее многочисленной пермско-среднетриасовой (293–240 млн лет) популяции цирконов были широко распространенные вдоль восточной окраины Евразии, в том числе и в юго-западной части Приморья, массивы пермских и пермско-среднетриасовых гранитоидов. Учитывая тот факт, что детритовые цирконы из песчаников свиты часто имеют хорошо сохранившиеся кристаллографические формы, обломочный материал самих песчаников нередко слабо окатан и отсортирован, а разрезы отложений содержат горизонты и линзы конгломератов, можно предположить близость источников сноса и высокую, в условиях расчлененного рельефа, скорость осадконакопления. Этими источниками были многочисленные гранитоидные массивы, в том числе входящие в состав самого Лаоелин–Гродековского террейна.

Очевидно, что определенным тектоническим типам источников питания провинций соответствуют и определенные геодинамические обстановки формирования связанных с ними седиментационных бассейнов [Dickinson et al., 1983; Maynard et al., 1982; McLennan et al., 1993 и др.]. Они устанавливаются путем сравнения вещественного состава пород изученных объектов с составом древних и современных пород и осадков из бассейнов известных тектонических обстановок.

Обстановки формирования верхнетриасовых отложений монгугайской свиты, реконструируемые по составу породообразующих компонентов песчаников на диаграмме Q–F–L [Maynard et al.,

1982] (рис. 13а), наиболее соответствуют обстановкам бассейнов активных континентальных окраин, в том числе осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам типа Калифорнийского залива.

Интерпретация геохимического состава песчаных пород свиты, при помощи ряда широко известных дискриминантных диаграмм, позволяет выявить типы геодинамических обстановок формирования отложений [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986; Roser, Korsch, 1986; Verma, Armstrong-Altrin, 2013]. На диаграммах М. Бхатия и А. Крука [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986] (см. рис. 13б–13ж), предназначенных для разграничения песчаных пород из бассейнов различных тектонических обстановок, фигуративные точки пород свиты группируются, главным образом, в полях бассейнов активных континентальных окраин, включающих в себя, в понимании авторов и окраины, осложненные сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. Значительно реже точки песчаников попадают, либо приближаются к полям бассейнов, сопряженных с окраинно-континентальными магматическими дугами, а также бассейнов пассивных континентальных окраин. Такое смещение точек, вероятно, объясняется влиянием на накопление отложений различных частей бассейна продуктами размыва местных источников питания: с одной стороны массивов гранитоидов, а с другой – подстилающих свиту основных и средних вулканитов среднепермской барабашской свиты. Более определенно состав пород интерпретируется на диаграмме K_2O/Na_2O-SiO_2 , [Roser, Korsch, 1986] (см. рис. 13з). На ней изученные породы практически полностью ложатся в поле бассейнов, сопряженных с активными континентальными окраинами, и лишь отдельные точки попадают в поле бассейнов пассивных окраин. На диаграмме DF1–DF2, применяющейся для интерпретации состава пород с высоким содержанием кремнезема ($SiO_2 > 63\%$) [Verma, Armstrong-Altrin, 2013] (см. рис. 13и), фигуративные точки триасовых песчаников ложатся преимущественно в поле бассейнов, связанных с рифтогенными (вероятно трансформными) [Маслов и др., 2019; Sengör, Natal'in, 2001], а также, частично, коллизионными и островодужными обстановками. В целом же, генетическая интерпретация геохимического состава песчаных пород монгугайской свиты свидетельствует об их формировании в геодинамических обстановках, соответствующих бассейнам активных континентальных окраин, вероятно, осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам.

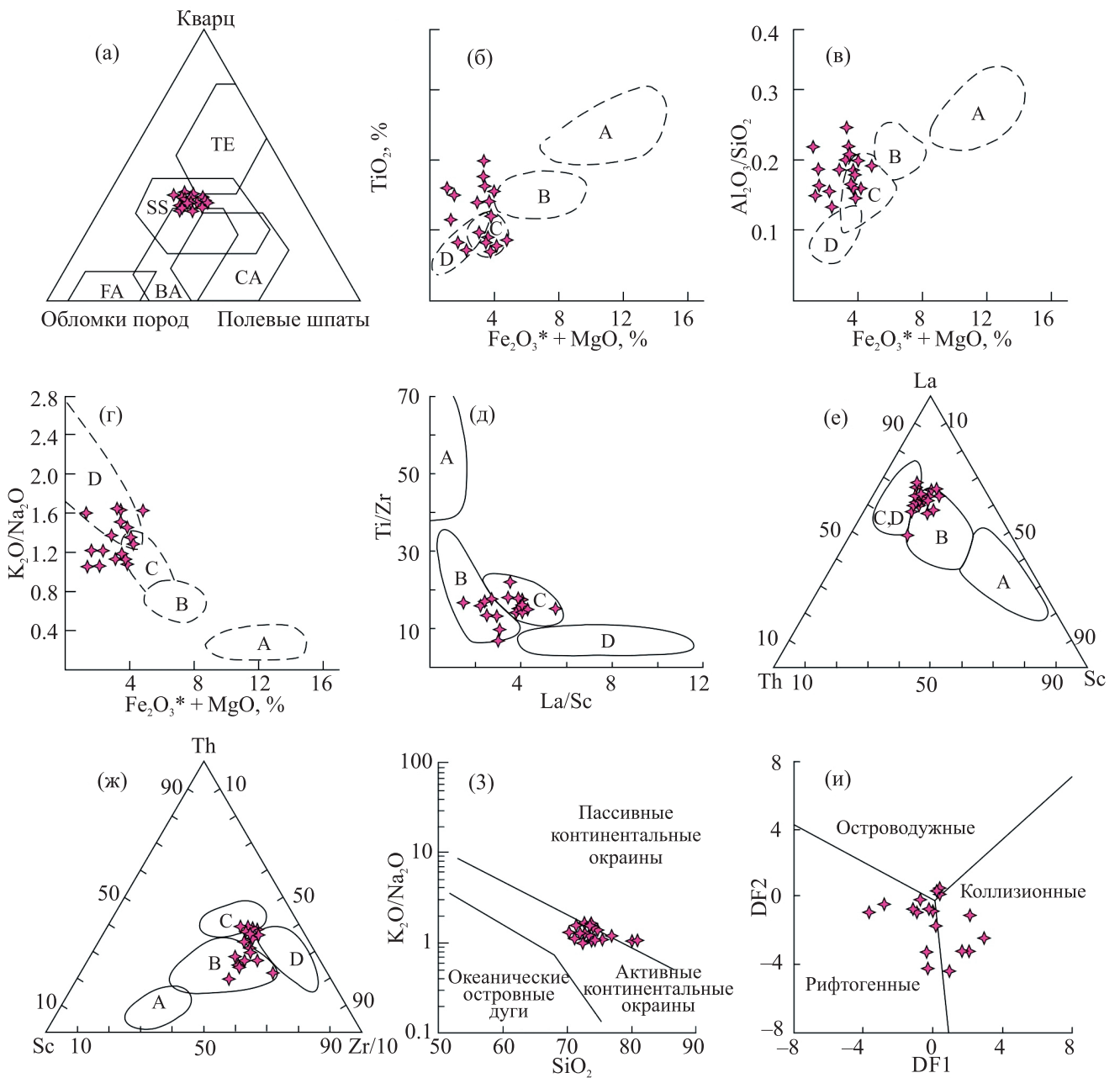


Рис. 13. Возможные палеогеодинамические обстановки формирования отложений монгулайской свиты, реконструированные по породообразующим компонентам песчаников и их геохимическому составу.

а – по породообразующим компонентам на диаграмме Q–L–F [Maynard et al., 1982], где Q – кварц, L – обломки пород, F – полевые шпаты. Бассейны: пассивных континентальных окраин (TE), активных континентальных окраин, осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам (SS); сопряженные: с окраинно-континентальной магматической дугой (CA), с океанической вулканической дугой (FA – преддуговые и BA – задуговые бассейны).

б–и – по геохимическому составу песчаников на диаграммах: а–ж – типов седиментационных бассейнов [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986]. Поля бассейнов, сопряженных: А – с океаническими, В – с континентальными островными дугами, С – с активными, D – с пассивными континентальными окраинами. Fe₂O₃* – общее железо; з – бассейновых обстановок SiO₂–K₂O/Na₂O [Roser, Korsch, 1986]; и – возможных типов геодинамических обстановок для высокремнистых пород DF1–DF2 [Verma, Armstrong-Altrin, 2013].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение и интерпретация данных, полученных при изучении вещественного состава песчаных пород позднетриасовой монгугайской юго-западной части Приморского края, позволили воссоздать геодинамическую обстановку формирования ее отложений, а также определить тектонический тип и состав материнских пород вероятных источников питания.

В результате проведенных исследований установлено, что по своим минералого-геохимическим параметрам песчаники свиты являются петрогенными или “first cycle” породами, соответствуют грауваккам и, лишь частично, лититовым арени-там, характеризуются достаточно высокой степенью геохимической зрелости обломочного материала, а их формирование происходило за счет размыва существенно выветрелых материнских пород областей сноса.

Анализ и палеогеодинамическая интерпретация всей совокупности полученных в процессе исследования данных по вещественному составу терригенных пород монгугайской свиты свидетельствуют, что в позднетриасовое время в юго-западной части Приморья седиментация происходила в бассейнах, связанных с обстановкой активной континентальной окраины и, вероятно, осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам типа Калифорнийского залива.

Судя по преобладанию в песчаниках свиты сиалической ассоциации тяжелых минералов, относительно высокому содержанию кварца и кремнекислоты, но невысоким либо умеренным значениям всех литохимических модулей, незначительному преобладанию K_2O над Na_2O , умеренной обогащенности легкими РЗЭ элементами по сравнению с тяжелыми, отчетливо выраженной отрицательной Eu-аномалией, а также положению фигуративных точек состава пород на ряде дискриминантных диаграмм, доминирующим источником вещества была размывавшаяся континентальная суша — кратоны и поднятые блоки основания, представлявшие собой выступы кристаллического фундамента в обрамлении рифтовых зон или вдоль трансформных разломов. Отложения формировались, главным образом, за счет разрушения кислых гранитно-метаморфических комплексов при участии обогащенных древними обломочными компонентами осадочных пород. Второстепенным источником обломочного вещества была глубоко расчлененная, практически полностью разрушенная, окраинно-континентальная (энсиалическая) магматическая дуга, в которой эрозия вскрыла

батолиты гранитоидов ее корневой части. Вследствие этого, в седиментационный бассейн поступало дополнительное количество сиалического материала, а также небольшое количество оставшейся не размытой основной-средней вулканокластике.

U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов из песчаных пород монгугайской свиты позволили установить возраст и возможное положение магматических пород источников питания, за счет разрушения которых формировались отложения. Полученные результаты показали, что конкордантные U-Pb изотопные возраста изученных цирконов варьирует в диапазоне от 1781 до 240 млн лет. Среди всех цирконов наиболее многочисленную популяцию (70% всех зерен) образуют зерна с пермскими—среднетриасовыми возрастными (293–240 млн лет). Следует отметить, что возраст самых “молодых” цирконов этой популяции (240–251 млн лет) достаточно близок, но не моложе биостратиграфического возраста свиты. В подчиненном количестве находятся цирконы с кембрийскими и ордовикскими возрастными, а девонские, силурийские и протерозойские встречаются в виде единичных зерен. Величины отношения Th/U в цирконах, а также часто хорошо выраженная осцилляторная зональность свидетельствуют об их магматическом происхождении.

Источниками малочисленных цирконов с протерозойскими (1781 и 612 млн лет) возрастными могли быть достаточно удаленные кристаллические комплексы Северо-Китайского кратона либо Бурея—Цзямусы—Ханкайского супертеррейна. Среди палеозойских цирконов преобладают зерна с кембрийскими и ордовикскими возрастными (510–447 млн лет), а силурийские (434 млн лет) и девонские (395 млн лет) присутствуют в виде единичных зерен. Источником кембрийско-ордовикской популяции вероятно были раннепалеозойские коллизионные гранитоиды Ханкайского, а также других широко распространенных в регионе разновозрастных террейнов и массивов. Присутствие в породах свиты лишь единичных зерен цирконов с силурийскими и девонскими возрастными очевидно связано с известным в этот период времени резким региональным снижением объемов гранитообразования. Гранитные массивы имели небольшие размеры, к позднетриасовому времени были уже практически полностью размыты и на осадконакопление заметного влияния не оказывали. Источниками самой молодой и наиболее многочисленной пермско-среднетриасовой (293–240 млн лет) популяции цирконов были широко распространенные вдоль восточной окраины Евразии, в том числе и в юго-западной части Приморья, массивы

пермских и пермско-среднетриасовых гранитоидов. Эти источниками, очевидно, часто располагались в непосредственной близости от бассейнов седиментации, в том числе входя в состав самого Лаоелин-Гродековского террейна. В целом же, U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов из отложений монгугайской свиты позволили установить популяции, возраст которых согласуются с этапами проявления гранитоидного магматизма, хорошо известными в восточной части Центрально-Азиатском складчатого пояса.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор данной работы заявляет, что у него нет конфликта интересов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Данная работа финансировалась за счет средств бюджета Дальневосточного геологического института ДВО РАН (Владивосток). Никаких дополнительных грантов на проведение или руководство данным конкретным исследованием получено не было.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Асинов А.А., Паклин А.П.* Геологическая карта СССР. Объяснительная записка. М-6 1 : 200000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист L-53-XXXIII. М.: Недра, 1968. 15 с.
- Блохин М.Г., Зарубина Н.В., Иванова Ю.М. и др.* Постадийное селективное выщелачивание морских железомарганцевых образований для определения их фазового состава: опыт применения методики в ЦКП ДВГИ ДВО РАН // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. 0578. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0578>
- Бурый И.В.* Угленосные отложения триаса Южного Приморья // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток: ДВФ СО АН СССР, 1968. С. 83–87.
- Волярович Г.П., Скороход В.З.* Краткий геологический очерк горной области Сихотэ-Алинь: Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 1000000 // Тр. Дальгеогеодезтрест, Владивосток. Вып. 6. 1935. 30 с.
- Вольнец Е.Б., Шорохова С.А.* Позднетриасовая (монгугайская) флора Приморья и ее положение среди разновозрастных флор Евразии // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26. № 5. С. 88–100.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР / Под ред. Н.И. Погребнова. М.: Недра, 1973. Т. 9. Кн. 1. 692 с.
- Геология СССР. Приморский край. Т. XXXII. Ч. 1 / Под ред. И.И. Берсенева. М.: Недра, 1969. 696 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 200000. Изд. второе. Серия Сихотэ-Алинская. Листы К-52-ХII, XVIII: Объяснительная записка / Под ред. С.В. Коваленко. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2016. 241 с.
- Диденко А.Н., Ото Ш., Кудымов А.В. и др.* Возраст цирконов из осадочных пород Хабаровского, Самаркинского и Журавлевско-Амурского террейнов северной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса: тектонические следствия // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 3–23.
- Каплан М.Е.* Минералогический состав и условия осадконакопления и диагинеза триасовых отложений Южного Приморья // Петрографические исследования в нефтяной геологии // Бюлл. НТИ. Сер. Геол. месторождений полезных ископаемых, региональная геология. М., 1968. № 18. С. 8–12.
- Корж М.В.* Палеогеография триасового периода в Южном Приморье // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1957. Т. 32. Вып. 6. С. 57–79.
- Корж М.В.* Петрография триасовых отложений Южного Приморья и палеогеография времени их образования. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 83 с.
- Корж М.В.* Литологическая характеристика триасовых отложений в Южном Приморье // Материалы по стратиграфии и литологии мезозойских отложений Дальнего Востока. Магадан: Магаданское книжное из-во, 1960. С. 5–58.
- Криштофович А.Н.* Юрские растения Уссурийского края // Тр. Геолком. 1910. Вып. 56. С. 1–23.
- Криштофович А.Н.* Открытие эквивалентов нижнеюрских пластов Тонкина в Уссурийском крае // Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. 1921. Вып. 22. С. 1–30.
- 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.
- 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.* Нижнесилурийские терригенные отложения Лаоелин-Гродековского террейна (Южное Приморье): вещественный состав и обстановки формирования // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 25–44.
- Малиновский А.И., Маркевич П.В., Тучкова М.И.* Тяжелые обломочные минералы терригенных пород как индикаторы геодинамических обстановок в палеобас-

- сейнах 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., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Ножкин А.Д. Синрифтовые песчаники и глинистые породы: выловый химический состав и положение на ряде дискриминантных палеогеодинамических диаграмм // Литология и полез. ископаемые. 2019. № 5. С. 439–465.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Геохимия глинистых пород верхнего венда–нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы (некоторые традиционные и современные подходы) // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 4. С. 365–386.
- Медведев В.В. Геологический очерк мезозойских образований Супутинского бурогоугольного месторождения. Хабаровск: ФГУ “Приморский территориальный фонд геологической информации”, 1948. 117 с.
- 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.
- Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1982. 183 с.
- Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья, Хабаровск, 1990 г. Хабаровск: ХТГГП, 1994. 124 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 “TetraganeChrono®” // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 1–37.
- Скорород В.З. Основные черты геологического строения южной части Советского Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во Приморского географ. общества, 1941. 265 с.
- Сребродольская И.Н. О расчленении монгугайской свиты Южного Приморья по палеоботаническим данным // Докл. АН СССР. 1958. Т. 118. № 1. С. 171–173.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Триас и юра Сихотэ–Алиня. Кн. 1. Терригенный комплекс / Под ред. П.В. Маркевича и Ю.Д. Захарова. Владивосток: Дальнаука, 2004. 417 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.
- 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.
- Шорохова С.А. О карнийских отложениях Южного и Юго-Западного Приморья // Стратиграфия Дальнего Востока // Тез. докл. III Дальневосточного стратиграф. совещания. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 117–119.
- Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
- Щека С.А., Вржосек А.А. Ультраосновной 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.
- Bahlburg H., Dobrzinski N.A. A review of the chemical index of alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions // Geol. Soc. 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.
- Condie K.C., Wronkiewicz D.A. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. V. 97. № 3–4. P. 256–267.
- 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.
- Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R. et al. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting // J. Geol. Soc. Bull. 1983. V. 94. № 2. P. 222–235.
- 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.* 1987. V. 144. № 4. 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.
- Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M.* Zircon Th/U ratios in magmatic environs // *Lithos.* 2015. V. 212–215. P. 397–414.
- 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.
- 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.
- Morton A.C., Hallsworth C.* Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones // *Sed. Geol.* 1994. V. 90. № 3/4. P. 241–256.
- 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 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.
- Sengör A.M.C., Natal'in B.A.* Rifts of the world // *Mantle plumes: their Identification through Time* / Eds R.E. Ernst, K.L. Buchan // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2001. V. 352. P. 389–482.
- 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.

LITHOLOGY, SOURCE AREAS AND FORMATION SETTINGS OF UPPER TRIASSIC DEPOSITS OF SOUTH-WESTERN PRIMORYE

A. I. Malinovsky*

*Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
100-letya Vladivostoka prosp., 159, Vladivostok, 690022 Russia
e-mail: malinovsky@fegi.ru

The article considers the material composition of sandy rocks from the Upper Triassic deposits of the Mongugai formation of South-Western Primorye and presents the results of its paleogeodynamic interpretation. It has been established that, according to their mineralogical and geochemical parameters, sandstones are petrogenic, correspond to graywackes and, only partially, to lithite arenites, are characterized by a significant degree of geochemical maturity of the clastic material, and their formation occurred due to the erosion of significantly weathered parent rocks of the source areas. Generalization and paleogeodynamic interpretation of the data obtained indicate that in the Late Triassic in the southwestern part of Primorye, sedimentation occurred in basins associated with the environment of the active continental margin and, probably, complicated by strike-slip dislocations along transform faults. The dominant source of clastic matter was continental land: cratons and projections of crystalline basement framed by rift zones or along transform faults. Acidic granite-metamorphic complexes were eroded with the participation of sedimentary rocks enriched with ancient components. A secondary source was a deeply dissected continental margin magmatic arc, which supplied the basin with an additional amount of sialic material, as well as a small amount of the basic-medium volcanoclastic. U-Pb geochronological studies of detrital zircons from sandy rocks of the formation made it possible to establish the age and possible location of magmatic complexes, due to the destruction of which the deposits were formed.

Keywords: Triassic, sandstones, material composition, source areas, formation settings, U-Pb dating of detrital zircons, Primorye