

**ВУЛКАНИТЫ УДЫЛЬСКОГО СЕГМЕНТА КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО  
АККРЕЦИОННОГО ТЕРРЕЙНА (СИХОТЭ-АЛИНЬ): ПЕТРОГЕОХИМИЯ, УСЛОВИЯ  
ФОРМИРОВАНИЯ, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ**

*И.П. Войнова, А.Н. Диденко, А.В. Кудымов, А.Ю. Песков, М.В. Архипов*

*ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;  
e-mail: ipvoynova@yandex.ru*

Поступила в редакцию 24 декабря 2019 г.

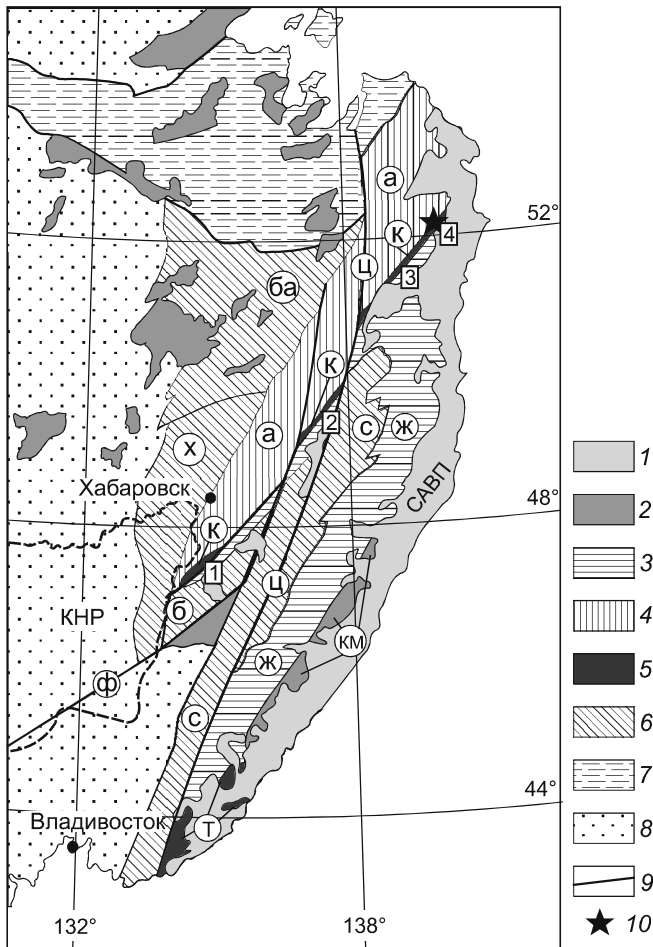
На основе новых петрогеохимических данных по вулканитам района оз. Удиль определены условия их формирования и тектоническая позиция, проведено сопоставление с аналогичными образованиями региона. В районе оз. Удиль выделены вулканиты двух генетических типов: 1) океанические внутриплитные в составе аккреционного вулканогенно-кремнистого комплекса (титон-валанжин-готерив-баррем), сходного с аккреционными комплексами других сегментов Киселевско-Маноминского террейна, и 2) надсубдукционные в составе островодужного вулканогенно-терригенного комплекса (валанжин-готерив-апт-альб-сеноман). Используя вновь полученные геологические и петрогеохимические, а также уже известные геохронологические и палеомагнитные данные, сделано заключение о тектоническом совмещении в Удильском сегменте комплексов различного генезиса.

**Ключевые слова:** вулканические породы, геохимия, условия образования, внутриплитный океанический вулканизм, надсубдукционный вулканизм, аккреционный комплекс, Киселевско-Маноминский террейн, Дальний Восток России.

**ВВЕДЕНИЕ**

Киселевско-Маноминский террейн входит в состав мезозойской Сихотэ-Алиньской аккреционной системы, сформированной в ходе субдукционных процессов в юрско-меловое время на конвергентной границе восточной окраины Палеоазиатского континента и западной части Палеоокеана. Возраст образований киселевско-маноминского аккреционного комплекса обычно определяется на основе биостратиграфических исследований как средняя юра–апт–ранний альб [5, 6, 11] или до среднего апта в более поздней работе [14]. Предполагается [5, 6 и др.], что изначально единая Киселевско-Маноминская аккреционная призма в результате постаккреционных тектонических процессов была расчленена и ее части смещены левосторонними сдвигами и частично скрыты под перекрывающими более молодыми отложениями. Образования Киселевско-Маноминского террейна обнажаются в виде разобщенных сегментов, трассирующих узкую полосу северо-восточного простирания (с ЮЗ на СВ): Приуссурийский (включающий 3 блока – районов п. Снарского, г. Придорожной и

г. Известковой), Маноминский, Киселевский, Удильский (рис. 1). Первые три сегмента детально изучены и описаны в ряде публикаций [3, 4, 11–14, 19, 20]. Геологии р-на оз. Удиль была посвящена монография [17], но при этом остались дискуссионные вопросы и неоднозначность мнений относительно тектонической позиции образований Удильского сегмента. В последние годы сотрудниками Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН проводились комплексные (геологические, петрогеохимические, геохронологические, петро- и палеомагнитные) исследования Удильского сегмента. Результаты изучения апт-альбских пород вулканогенно-терригенного комплекса нашли отражение в статьях [1, 9], причем в первой работе были рассмотрены и вулканиты этого комплекса. В то же время в этой работе остались за рамками исследования вулканиты, ассоциирующие с кремнистыми образованиями района оз. Удиль. Задачей представляемой работы является более полное исследование вулканических образований района оз. Удиль, выяснение геодинамических условий их формирования и тектонической позиции.



**Рис. 1.** Тектоническая схема юга Дальнего Востока России (по [5, 18], с упрощениями и дополнениями) и местонахождение района исследования.

1–2 – комплексы вулканических поясов и вулканоплутонические ареалы: 1 – поздний мел-кайнозойские (в том числе САВП – Сихотэ-Алиньский вулканический пояс), 2 – досенонские (в том числе Кемской баррем-альбской островодужной системы (км)); 3–4 – турбидитовые террейны: 3 – раннемеловой Журавлевский (ж), 4 – раннемеловой Амурский (а); 5–6 – аккреционные террейны: 5 – раннемеловые: апт-альбский Киселевско-Маноминский (к), его сегменты: 1 – Приуссурийский, 2 – Маноминский, 3 – Киселевский, 4 – Удыльский; неокомский Таухинский (т); 6 – юрские: Хабаровский (х), Баджальский (ба), Бикинский (б), Самаркинский (с); 7 – палеозойско-мезозойский Монголо-Охотский орогенный пояс, 8 – докембрийские и раннепалеозойские террейны и супертеррейны, 9 – разломы, в том числе крупные: Центрально-Сихотэ-Алиньский (ц) и Фушунь-Мишань (ф), 10 – местоположение района исследования.

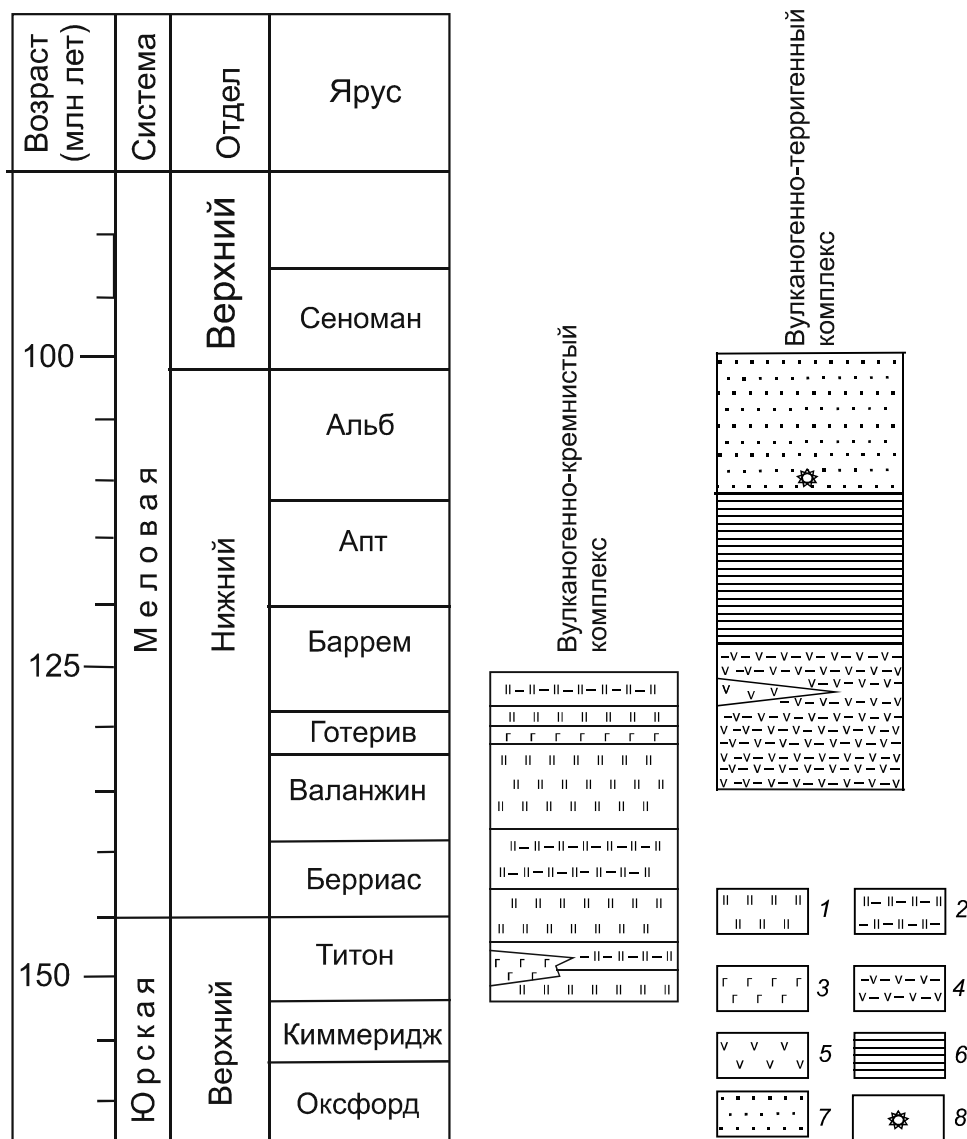
#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ ПРОЯВЛЕНИЙ ВУЛКАНИТОВ И ИХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Удыльский сегмент имеет сложное строение, характеризующееся интенсивной деформированностью, преобладанием тектонических границ между толщами, что отражается в дискуссионности страти-

графического расчленения слагающих его вулканогенно-осадочных образований, имеющих, по данным геологических съемок, возрастной диапазон от титона до сеномана [2, 15, 16]. В районе оз. Удыль обнаружены образования двух комплексов пород (рис. 2): вулканогенно-кремнистого (валанжин-готерив-баррем, по [17], или начиная с титона, по [15]) и вулканогенно-терригенного (готерив-апт-альб-нижний сеноман, по [17], или начиная с валанжина, по [15]). Возраст кремнесодержащих пород обоснован находками радиолярий, терригенных пород – иноцерамами [17]. Для цирконов из алевропесчаников вулканогенно-терригенного комплекса определен  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст 110 млн лет [1, 9].

Вулканыты вулканогенно-кремнистого комплекса ассоциируют с пелагическими планктоногенными кремнистыми образованиями, обнажаются в виде блока в районе мыса Красный среди преобладающих на изученной территории образований вулканогенно-терригенного комплекса. Здесь вулканыты слагают слои мощностью порядка 2–15 м среди кремнистых пород. В подстилающих яшмах определены радиолярии среднего валанжина, в перекрывающей пачке переслаивающихся глинистых кремней и кремнистых аргиллитов – готерив-барремские радиолярии, поэтому можно предположить для вулканытов готеривский возраст. Разрез тектонизирован, характеризуется зонами катаклаза, расщепления, разлинзования, часто приуроченными к контактам. Вулканыты вулканогенно-кремнистого комплекса представлены плотными и пористыми (миндалекаменными) лавами и лавобрекчиями. Петрографически они разделяются на 2 группы: 1) плотные, хорошо раскристаллизованные лавы, с долеритовой и интерсертальной структурой, мелко-среднезернистые, сложены плагиоклазом (преобладает) и моноклинным пироксеном, содержат небольшое количество бурого стекла и мелкого рудного минерала, вторичные минералы – эпидот, альбит, боулингит, хлорит, местами проявлена гематитизация; 2) пористые и миндалекаменные лавы и лавобрекчии мелко-криптокристаллические, сложены плагиоклазом и бурым стеклом, вторичные изменения – сосюритизация плагиоклаза, неравномерная гематитизация стекла, иногда сильная; миндалины выполнены хлоритом и альбитом. Вулканыты первой группы располагаются в разрезе ниже вулканытов второй группы. Контакты слоев вулканытов либо тектонические, сопровождаемые зонами катаклаза и расщепления, либо задернованы.

Вулканыты вулканогенно-терригенного комплекса обнажаются в районе мысов Скотный двор и Лагерный, где развиты вулканические и вулканогенно-осадочные породы, приуроченные к низам разреза



**Рис. 2.** Стратиграфические колонки литологических комплексов р-она оз. Удыль (по [15, 17], с изменениями).

1 – кремни, 2 – кремнистые алевроаргиллиты и глинистые кремни, 3 – базальты, 4 – туфовая толща (туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты), 5 – лавы и лавобрекчии базальтов, 6 – туфогенно-осадочная толща (алевроаргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты), 7 – терригенная (граувакковая) толща (алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, конглобрекчии, олистостромы), 8 – положение пробы с определенным абсолютным возрастом [1].

комплекса. Они представлены широко распространенными туфами, слагающими слои мощностью от первых до 100 м, переслаивающимися со слоями различных туфотерригенных пород (мощность от первых до десятков м), реже встречаются маломощные пласты лав и лавобрекчий. Петрографически лавы плотные, порфировой структуры с вкрапленниками плагиоклаза и моноклинного пироксена в мелко-криптокристаллической с буро-зеленым стеклом основной массе с рудной сыпью. Соотношение пироксена и плагиоклаза различное. Вторичные изменения – альбитизация плагиоклаза и эпидотизация пироксена. Лавобрекчии отличаются большей криптокристаллическостью, гематитизацией, наличием пор и прожилков кварца, хлорита и гематита, а также потертостью. Туфы обычно средне-мелкозернистые, литокристаллокластические. Кристаллокласты представлены плагиоклазом и мо-

ноклинным пироксеном, причем пироксен часто преобладает, литокласты – порфиrowыми Pl-Rx базальтами. Основная масса криптозернистая, с большим количеством стекла. Характерны вторичные боулингит, лейкоксен, гематитизация, наличие хлоритовых миндалин и кварц-эпидотовых прожилков.

### ПЕТРОГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ

Пробы вулканитов Удыльского сегмента Киселевско-Маноминского террейна были отобраны на юго-западном побережье оз. Удыль (из вулканогенно-кремнистого комплекса готеривской части разреза на мысе Красном, из вулканогенно-терригенного комплекса готерив-раннебарремской части разреза в районе мысов Лагерный и Скотный двор). Петрогеохимическая характеристика базальтов основывается на данных анализов, произведенных в анали-

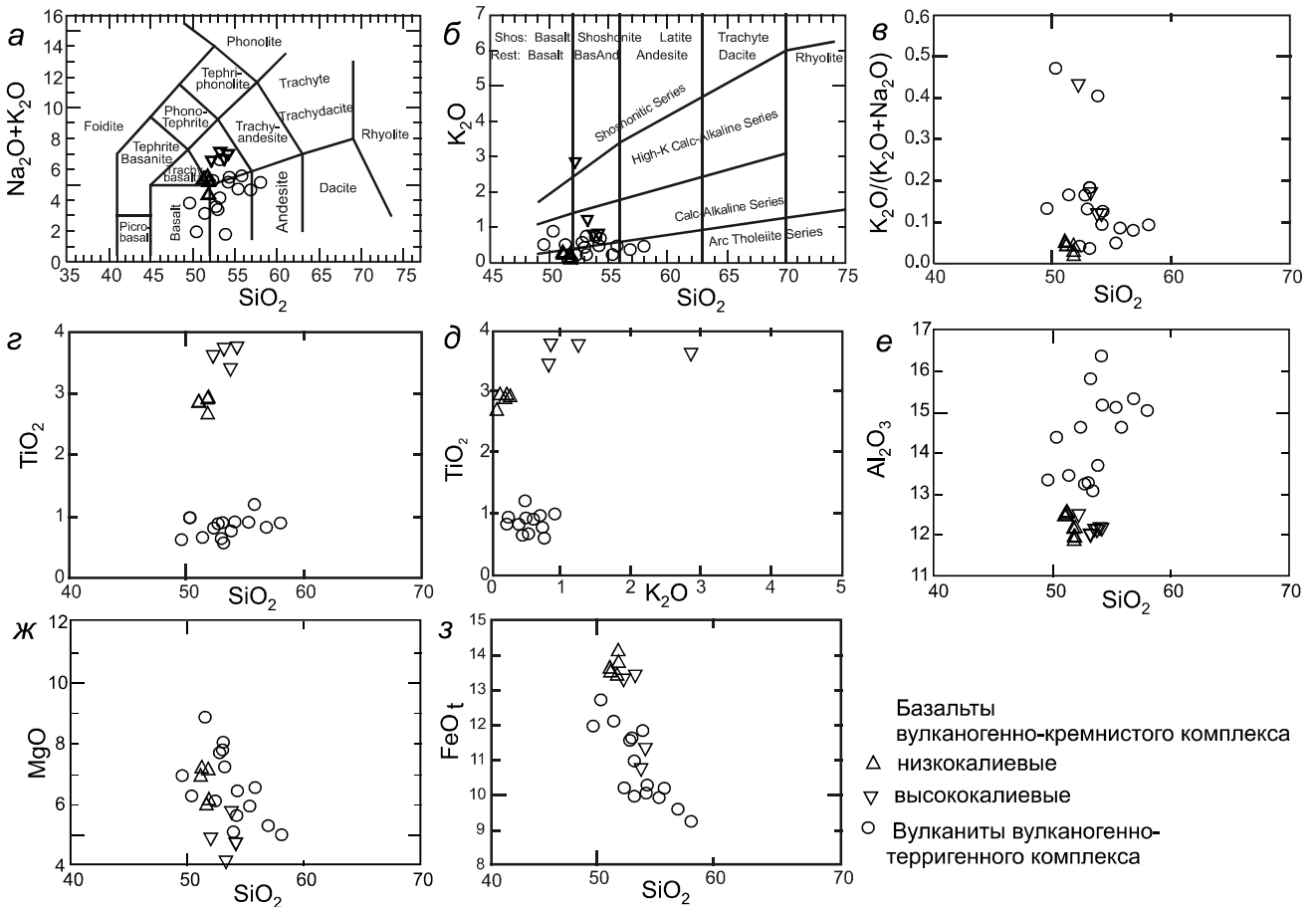


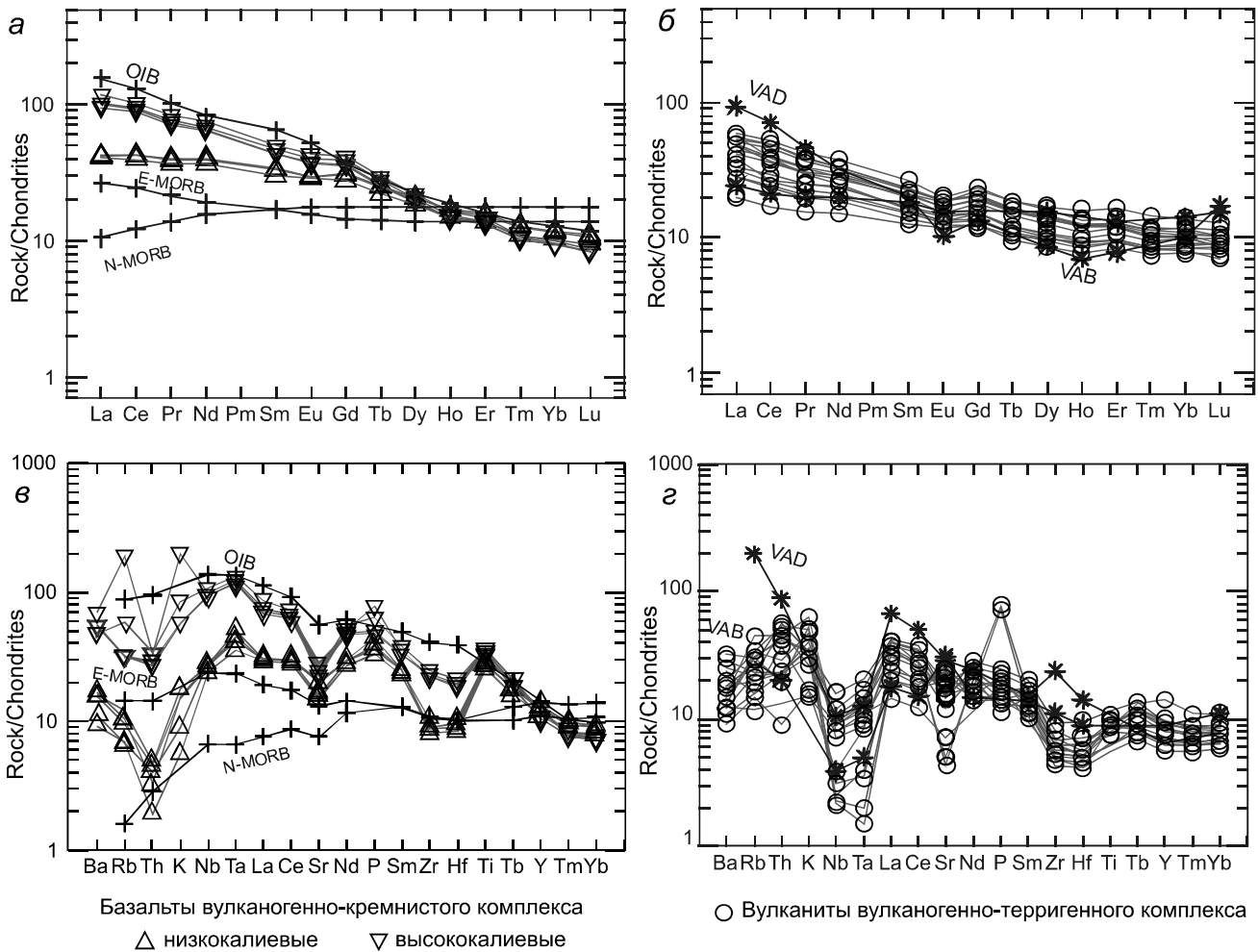
Рис. 3. Классификационные диаграммы и диаграммы Харкера.

*a* –  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ , по [23], *б* –  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  (поля по [28]), *в* –  $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ , *з* –  $\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ , *д* –  $\text{TiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ , *е* –  $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ , *ж* –  $\text{MgO}-\text{SiO}_2$ , *з* –  $\text{FeO}_1-\text{SiO}_2$ .

тическом центре Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, на петрогенные элементы – методом рентгено-флюоресцентной спектроскопии на S4 PioneerBruker (Германия) (аналитик Л.М. Ильин), на редкие и редкоземельные элементы – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на ISP-MSElan 9000 (Канада) (аналитики А.В. Штарева, А.Ю. Лушникова). Результаты анализов представлены в таблице. Высокие потери при прокаливании (ППП), являющиеся характерной чертой палеотипных пород, не обнаруживают в исследуемых породах корреляционных соотношений с содержанием элементов, что находит свое подтверждение в незначительности вторичных изменений, выявленных при петрографическом изучении. По-видимому, высокие потери могут объясняться наличием миндалин и прожилков. Это позволяет использовать обычно применяемые петрогеохимические классификационные и дискриминантные диаграммы, а также производить на их основе геодинамические интерпретации. Для

построения диаграмм сумма оксидов петрогенных элементов приводилась к 100%, суммарное железо пересчитывалось на закисную форму.

Петрогеохимические характеристики (рис. 3–6) демонстрируют явное различие между вулканитами двух изученных комплексов. Вулканиты вулканогенно-кремнистого комплекса представлены базальтами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами (рис. 3, *a*). Согласно петрографическим и петрогеохимическим данным, они, в свою очередь, также разделяются на 2 группы: 1) базальты менее щелочные ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 4-5.5\%$ ) (рис. 3, *a*), с более низким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  (толеитовая серия) (рис. 3, *б*, *в*, *д*) и  $\text{TiO}_2$  (2.5–3 %) (рис. 3, *з*, *д*), с более высоким содержанием  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}_1$  (рис. 3, *ж*, *з*), 2) трахиандезибазальты более щелочные ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6-7.5\%$ ) (рис. 3, *a*), с более высоким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  (до высококалийевой серии) (рис. 3, *б*, *в*, *д*) и  $\text{TiO}_2$  (3.5–4 %) (рис. 3, *з*, *д*), с более низким содержанием  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}_1$  (рис. 3, *ж*, *з*). Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в вулканитах и первой, и второй



**Рис. 4.** Спайдер-диаграммы хондрит-нормированного содержания редкоземельных (а, б), по [29], и редких (в, г), по [30], элементов.

VAB – базальты вулканических поясов, VAD – дациты вулканических поясов, по [31].

группы невысокое (< 13 %) и различается незначительно (рис. 3, е).

Спектры распределения редкоземельных элементов (REE) (рис. 4, а) в базальтах выделенных групп, нормированные по хондриту, сходны по содержанию тяжелых редкоземелов (HREE), но различаются по содержанию легких (LREE). Низкокалиевые базальты 1-й группы менее обогащены LREE (La – в 40 раз по сравнению с хондритами), а кривая распределения располагается ближе к кривой E-MORB. Более калиевые базальты обогащены больше (La – в 100 раз по сравнению с хондритами), график распределения близок графику OIB. Спектры распределения редких элементов, нормированные по хондриту, на мультидиаграмме (рис. 4, в) имеют те же тенденции, что и для редкоземельных элементов. Для всех базальтов характерны Ta-Nb-максимумы, присущие океаническим базальтам (рис. 4, в).

Дискриминантные диаграммы (рис. 5), свидетельствуют об океаническом происхождении базальтов первой группы базальтам типа E-MORB, второй – базальтам типа OIB. Геохимические типы источников, судя по соотношениям Th-Ta-Yb, соответствуют тренду эволюции океанических мантийных магм и имеют обогащенный в различной степени характер: базальты первой группы имеют меньшую обогащенность и близки E-MORB, второй группы – большую степень обогащенности, достигающую до уровня в базальтах типа OIB (рис. 6). Таким образом, вулканыты кремнисто-вулканогенного комплекса имеют океаническое происхождение и входят, совместно с ассоциирующими кремнистыми породами, в состав аккреционной призмы.

Вулканыты вулканогенно-терригенного комплекса представлены базальтами, андезибазальтами

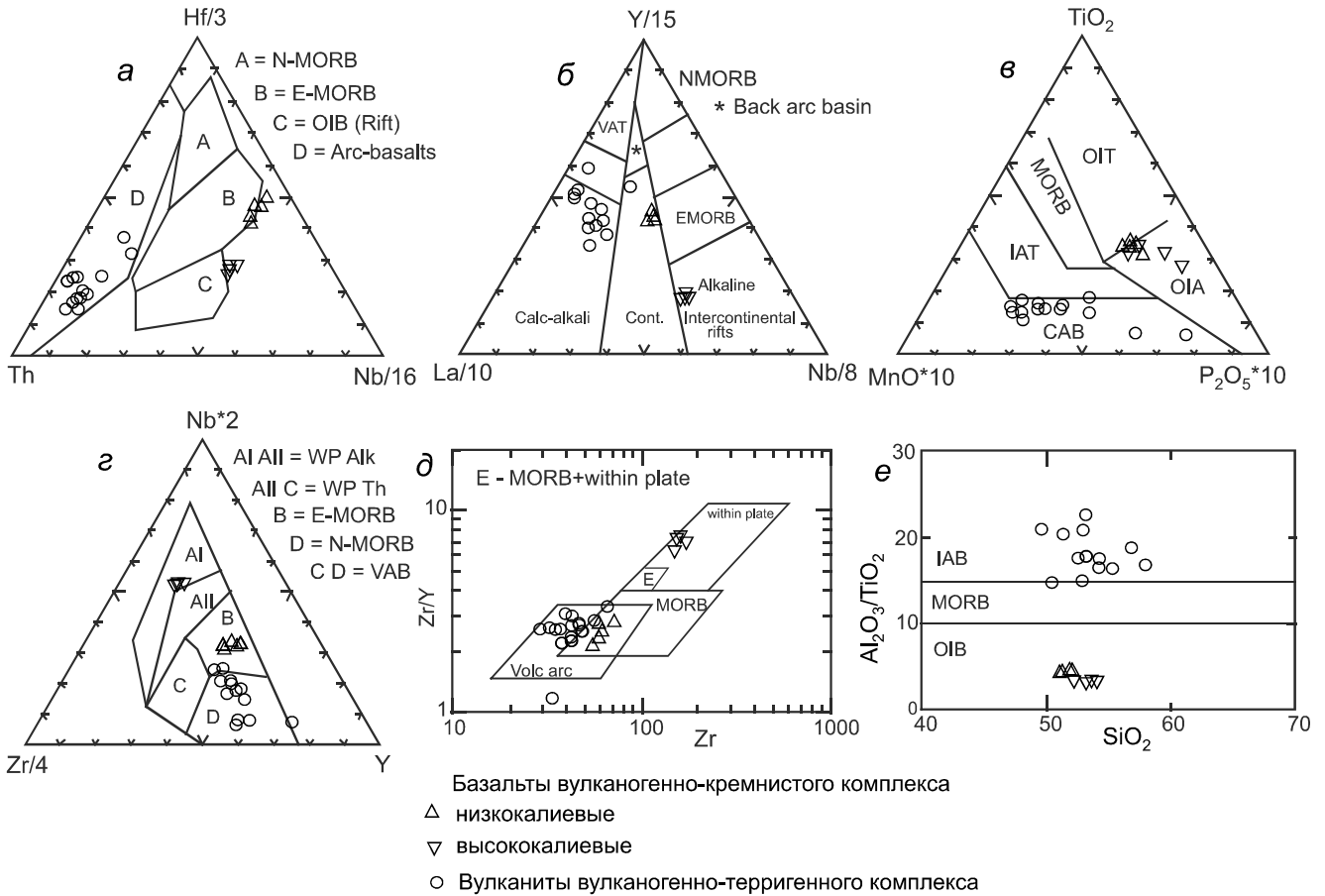
Таблица. Химический состав вулканитов Удыльского сегмента Кисилевско-Маноминского террейна.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Номер образцов	D14-28-2	D14-28-4	D14-28-6	D14-28-8	D14-28-9	D14-28-10	D14-28-11	D14-28-12	D14-28-13	D14-30-1	D14-30-2	D14-30-5
SiO <sub>2</sub>	48.48	47.38	47.48	48.51	48.93	50.36	47.61	50.10	49.43	54.15	51.00	51.69
TiO <sub>2</sub>	2.73	2.66	2.65	2.72	2.51	3.50	3.31	3.20	3.50	0.84	0.87	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.38	11.55	11.62	11.09	11.28	11.34	11.42	11.32	11.19	14.07	14.30	14.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.96	14.01	13.92	14.30	14.79	11.74	13.56	11.16	13.90	9.60	10.54	10.31
MnO	0.16	0.16	0.15	0.15	0.17	0.19	0.11	0.23	0.13	0.30	0.48	0.41
CaO	6.09	6.62	6.41	7.40	8.02	5.60	5.31	6.19	4.99	5.69	7.41	6.90
MgO	6.69	6.44	6.64	5.62	5.78	4.45	4.52	5.43	3.87	4.71	5.50	5.55
Na <sub>2</sub> O	4.94	4.62	4.72	4.70	4.00	5.76	3.42	5.49	5.51	4.36	4.43	4.22
K <sub>2</sub> O	0.21	0.24	0.21	0.12	0.08	0.78	2.61	0.76	1.14	0.44	0.46	0.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.39	0.44	0.34	0.38	0.33	0.50	0.74	0.48	0.62	0.13	0.23	0.16
п.п.п.	4.69	5.62	5.58	4.77	3.87	5.52	7.01	5.40	5.42	5.45	4.55	5.33
Сумма	99.72	99.74	99.73	99.76	99.76	99.74	99.63	99.75	99.70	99.75	99.76	99.77
Sc	25.89	24.92	25.08	23.50	23.22	22.97	22.62	22.62	22.90	22.23	23.99	22.84
V	313.81	335.32	334.77	323.66	312.45	220.48	225.28	229.29	244.79	201.39	224.07	219.41
Cr	18.12	17.78	17.75	20.44	29.87	70.18	70.33	72.59	69.62	61.41	40.72	34.33
Co	38.39	38.33	37.00	34.75	32.49	37.40	32.06	38.60	31.64	24.62	23.26	23.60
Ni	42.53	34.59	34.55	35.01	34.50	90.22	86.69	98.01	84.79	28.16	15.65	14.85
Rb	3.62	4.22	3.32	2.35	2.40	11.08	66.62	11.15	20.38	10.42	10.59	5.60
Sr	234.14	235.92	243.91	187.57	178.37	330.68	268.58	297.76	283.85	178.96	228.13	170.48
Y	24.70	26.19	25.94	25.50	22.09	20.68	24.11	20.72	24.46	14.60	19.55	19.02
Zr	61.61	55.14	59.57	70.46	59.71	157.80	150.74	152.53	169.76	42.96	55.96	48.20
Nb	9.61	9.46	9.36	10.09	8.38	32.82	34.43	33.18	37.34	4.12	3.31	3.22
Cs	0.34	0.36	0.23	0.57	0.59	0.54	3.27	0.59	0.79	0.37	0.30	0.17
Ba	115.67	111.04	108.81	77.12	63.69	379.34	479.61	386.39	325.68	90.85	102.85	74.30
La	9.96	9.86	9.78	9.97	9.64	23.50	24.21	22.40	28.07	13.45	13.08	12.89
Ce	25.99	25.85	25.95	25.73	24.21	56.27	58.34	54.19	62.31	23.93	30.05	29.92
Pr	3.72	3.81	3.72	3.74	3.51	6.98	7.27	6.76	7.90	2.81	3.72	3.66
Nd	18.46	18.92	18.42	18.42	17.15	30.39	32.25	29.87	34.92	11.59	15.83	15.60
Sm	5.09	5.17	5.06	5.04	4.61	6.69	7.17	6.59	7.66	2.50	3.60	3.51
Eu	1.71	1.72	1.72	1.74	1.67	2.20	2.35	2.12	2.54	0.77	1.07	1.11
Gd	6.29	6.44	6.28	6.28	5.71	7.40	7.99	7.30	8.59	3.14	4.31	4.25
Tb	0.92	0.95	0.93	0.92	0.83	0.96	1.03	0.95	1.10	0.45	0.62	0.61
Dy	5.26	5.33	5.28	5.21	4.68	4.95	5.24	4.90	5.58	2.70	3.67	3.56
Ho	0.95	0.97	0.96	0.95	0.84	0.83	0.87	0.82	0.92	0.53	0.72	0.69
Er	2.55	2.62	2.64	2.57	2.28	2.18	2.27	2.21	2.42	1.56	2.12	2.01
Tm	0.32	0.33	0.33	0.32	0.28	0.26	0.27	0.26	0.28	0.21	0.29	0.27
Yb	1.96	2.02	2.05	2.02	1.75	1.59	1.63	1.60	1.68	1.38	1.89	1.70
Lu	0.27	0.28	0.28	0.27	0.24	0.21	0.21	0.21	0.22	0.18	0.26	0.22
Hf	1.93	1.68	1.79	2.11	1.79	3.90	3.66	3.83	4.21	1.04	1.26	1.12
Ta	1.01	0.91	0.85	0.84	0.71	2.37	2.47	2.34	2.67	0.35	0.26	0.23
Th	0.14	0.20	0.19	0.17	0.08	1.22	1.40	1.14	1.43	1.82	1.75	1.56
U	2.12	1.37	<0.001	0.19	0.29	0.36	0.02	0.44	0.07	<0.001	<0.001	<0.001

Таблица. (Окончание).

№ п/п	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Номер образцов	D14-30-6	D14-30-7	D14-30-9	D14-30-10	D14-31-1	D14-31-4	D14-31-5	D14-32-1	D14-32-7	D14-32-11	D14-32-12	D14-32-14
SiO <sub>2</sub>	49.68	48.61	52.60	52.23	49.07	45.80	49.77	49.69	49.02	49.25	47.62	45.56
TiO <sub>2</sub>	0.83	0.84	0.76	1.13	0.78	0.90	0.71	0.54	0.59	0.83	0.61	0.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.80	14.66	14.20	13.73	13.70	13.09	12.66	12.27	12.29	12.37	12.48	12.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.33	10.22	9.88	10.62	10.62	12.87	12.18	11.40	11.97	12.00	12.48	12.22
MnO	0.41	0.35	0.36	0.44	0.29	0.30	0.25	0.19	0.19	0.18	0.20	0.18
CaO	4.04	5.12	6.35	4.96	9.48	11.66	11.58	9.71	9.10	9.13	9.32	11.70
MgO	7.51	5.77	4.92	6.18	5.74	5.71	4.71	6.78	7.28	7.21	8.21	6.43
Na <sub>2</sub> O	6.00	4.29	3.97	4.77	4.75	0.93	0.99	3.21	2.74	2.80	2.43	3.02
K <sub>2</sub> O	0.23	0.62	0.36	0.44	0.21	0.83	0.67	0.71	0.41	0.55	0.48	0.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.77	0.14	0.16	0.25	0.18	0.17	0.11	0.14	0.21	0.20	0.15	0.70
п.п.п.	5.16	9.09	6.23	4.96	4.99	7.52	6.17	5.08	5.92	5.20	5.73	6.61
Сумма	99.74	99.71	99.78	99.72	99.82	99.78	99.81	99.71	99.72	99.72	99.72	99.77
Sc	29.96	28.43	25.41	31.13	37.32	34.66	27.43	42.48	43.08	48.35	50.41	38.67
V	188.03	270.16	240.69	230.39	252.13	229.34	211.69	353.22	320.89	331.44	364.65	335.71
Cr	43.95	56.75	38.23	47.96	125.43	88.93	80.56	82.79	79.68	91.33	93.34	64.07
Co	24.69	26.99	22.62	30.57	29.76	32.64	32.11	31.52	31.17	32.34	34.95	31.19
Ni	19.39	21.16	16.41	22.10	38.83	34.72	38.08	27.51	28.01	34.01	32.42	26.73
Rb	5.17	11.76	7.81	9.49	4.10	15.76	11.76	10.35	5.64	8.10	7.57	6.95
Sr	141.16	187.60	179.89	185.34	83.96	59.06	51.23	284.53	307.05	231.98	231.30	272.54
Y	28.28	18.49	17.16	19.09	14.00	18.02	15.72	11.26	13.33	12.65	12.29	17.08
Zr	33.58	41.87	46.55	64.28	36.71	42.21	42.39	29.21	34.62	39.21	32.53	37.77
Nb	1.36	2.47	3.69	5.64	2.77	3.14	3.18	0.79	0.86	2.86	0.75	1.09
Cs	0.13	0.35	0.23	0.33	0.24	0.59	0.44	0.31	0.25	0.38	0.40	0.29
Ba	63.45	135.91	83.63	122.78	85.07	108.01	90.04	221.06	161.67	201.50	176.02	123.56
La	11.42	10.41	12.24	14.02	4.77	10.02	11.72	6.61	7.69	7.93	6.66	9.09
Ce	22.34	24.73	27.99	32.70	10.47	21.79	24.32	14.45	15.84	17.82	15.05	16.48
Pr	2.93	3.20	3.47	4.08	1.48	2.88	3.12	1.88	2.13	2.36	2.00	2.39
Nd	13.44	13.92	15.14	17.78	7.16	12.91	13.18	8.76	9.85	10.93	9.39	11.09
Sm	3.30	3.24	3.44	4.09	1.95	3.16	3.02	2.12	2.37	2.61	2.34	2.57
Eu	1.06	0.98	1.07	1.16	0.68	0.98	0.88	0.72	0.78	0.87	0.76	0.83
Gd	4.56	3.99	4.17	4.79	2.56	3.89	3.66	2.52	2.82	3.09	2.77	3.15
Tb	0.69	0.59	0.59	0.70	0.39	0.58	0.54	0.36	0.41	0.43	0.40	0.45
Dy	4.37	3.57	3.54	4.12	2.51	3.56	3.22	2.19	2.51	2.58	2.42	2.74
Ho	0.91	0.70	0.68	0.77	0.52	0.70	0.63	0.44	0.51	0.50	0.48	0.56
Er	2.74	2.03	2.02	2.30	1.61	2.15	1.95	1.38	1.59	1.53	1.51	1.78
Tm	0.37	0.28	0.26	0.30	0.22	0.29	0.26	0.19	0.22	0.21	0.21	0.24
Yb	2.37	1.79	1.71	1.96	1.51	2.00	1.80	1.30	1.53	1.42	1.44	1.68
Lu	0.33	0.23	0.22	0.26	0.23	0.29	0.26	0.19	0.23	0.21	0.22	0.25
Hf	0.82	1.03	1.42	1.93	1.01	1.25	1.23	0.83	0.97	1.13	0.91	0.99
Ta	0.17	0.18	0.30	0.41	0.22	0.25	0.30	0.04	0.08	0.20	0.03	0.07
Th	0.38	1.21	2.09	2.35	0.55	1.92	2.22	0.82	0.95	0.96	0.96	0.97
U	<0.001	<0.001	2.35	1.75	0.65	0.05	1.40	1.16	1.93	0.82	1.73	1.75

Примечание. 1–9 – вулканиды вулканогенно-кремнистого комплекса, 10–24 – вулканиды вулканогенно-терригенного комплекса. Оксиды – в мас. %, элементы – в г/т.



**Рис. 5.** Дискриминантные диаграммы.

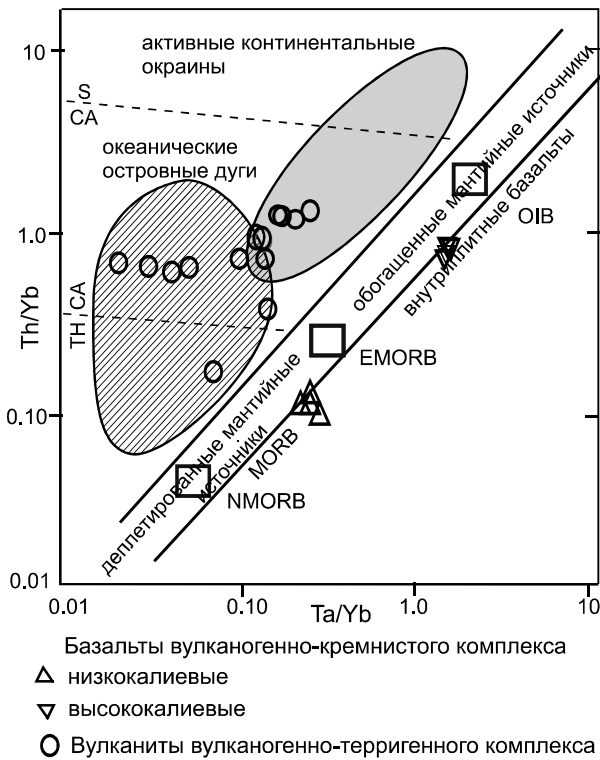
*a* – Th–Hf/3–Nb/16, по [32], (поля: А – базальты типа N-MORB, В – базальты типа E-MORB и внутриплитные толеитовые, С – базальты внутриплитные, D – вулканиты вулканических дуг); *б* – La/10–Y/15–Nb/8, по [21], (поля: VAT – островодужные толеиты, Calc-alkali – известково-щелочные базальты вулканических дуг, Back arc basin – базальты задуговых бассейнов, Alkaline – щелочные океанические базальты, Intercontinental rifts – базальты внутриконтинентальных рифтов, Cont – континентальные базальты); *в* – MnO·10–TiO<sub>2</sub>–P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>·10, по [25], (поля базальтов: CAB – известково-щелочных, IAT – островодужных толеитов, MORB – срединно-океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов толеитовые, OIA – базальты океанических островов щелочные); *г* – Zr/4–Nb·2–Y, по [24], (поля: AI – внутриплитные щелочные базальты, AII – внутриплитные толеиты и внутриплитные щелочные базальты, B – E-MORB, D – N-MORB и базальты океанических дуг, C – внутриплитные толеиты и базальты океанических дуг); *д* – Zr/Y–Zr, по [26], (поля базальтов: within plate – внутриплитные базальты, Volc arc – островодужные базальты); *е* – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>–SiO<sub>2</sub> (поля базальтов: MORB – срединно-океанических хребтов, OIB – океанических островов, IAB – островных дуг).

(K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O = 1.5–6 %) (рис. 3, *a*). Они характеризуются низким содержанием K<sub>2</sub>O < 1% и группируются вдоль раздела толеитовой и известково-щелочной серий (рис. 3, *б*), K<sub>2</sub>O / (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) < 0.2 (преимущественно) (рис. 3, *в*, *д*), TiO<sub>2</sub> ≅ 1% ± (рис. 3, *з*, *д*). Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> повышенное с достаточно большим разбросом: 13 % < Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 17 % (рис. 3, *е*). Содержание MgO и FeO<sub>1</sub> убывает с ростом SiO<sub>2</sub> в пределах: 5 % < MgO < 9 % и 9 % < FeO<sub>1</sub> < 13 % (рис. 3, *ж*, *з*). На спайдер-диаграммах спектры REE, нормированные по хондриту, имеют небольшой минимум по Eu, отрицательный наклон с обогащением LREE в 20–70 раз. На мультидиаграммах для спектров REE, нормиро-

ванных по хондриту, характерны четко выраженные глубокие Ta–Nb-минимумы, являющиеся признаком островодужных вулканитов, проявлены также небольшие минимумы по Zr, Hf, Ti (рис. 4, *б*, *з*).

На дискриминантных петрогеохимических диаграммах фигуративные точки вулканитов располагаются в полях известково-щелочных базальтов вулканических дуг и островодужных базальтов океанических дуг (рис. 5). Соотношения Th и Ta с Yb свидетельствуют о надсубдукционных известково-щелочных источниках пород, фигуративные точки преимущественно располагаются в области состава пород океанических островных дуг (рис. 6). Пред-





**Рис. 6.** Диаграмма Th/Yb–Ta/Yb, по [27], поля по [31].  
 Серию пород: TH – толеитовая, CA – известково-щелочная, S – щелочная.

ставленные петрогеохимические характеристики свидетельствуют о надсубдукционном происхождении вулканытов вулканогенно-терригенного комплекса в условиях океанической островной дуги.

Таким образом, в районе оз. Удыль совмещены комплексы различного генезиса: внутриплитные океанические (вулканогенно-кремнистый комплекс) и островодужные (вулканогенно-терригенный комплекс). Представляется необходимым сравнить выделенные комплексы с подобными комплексами региона.

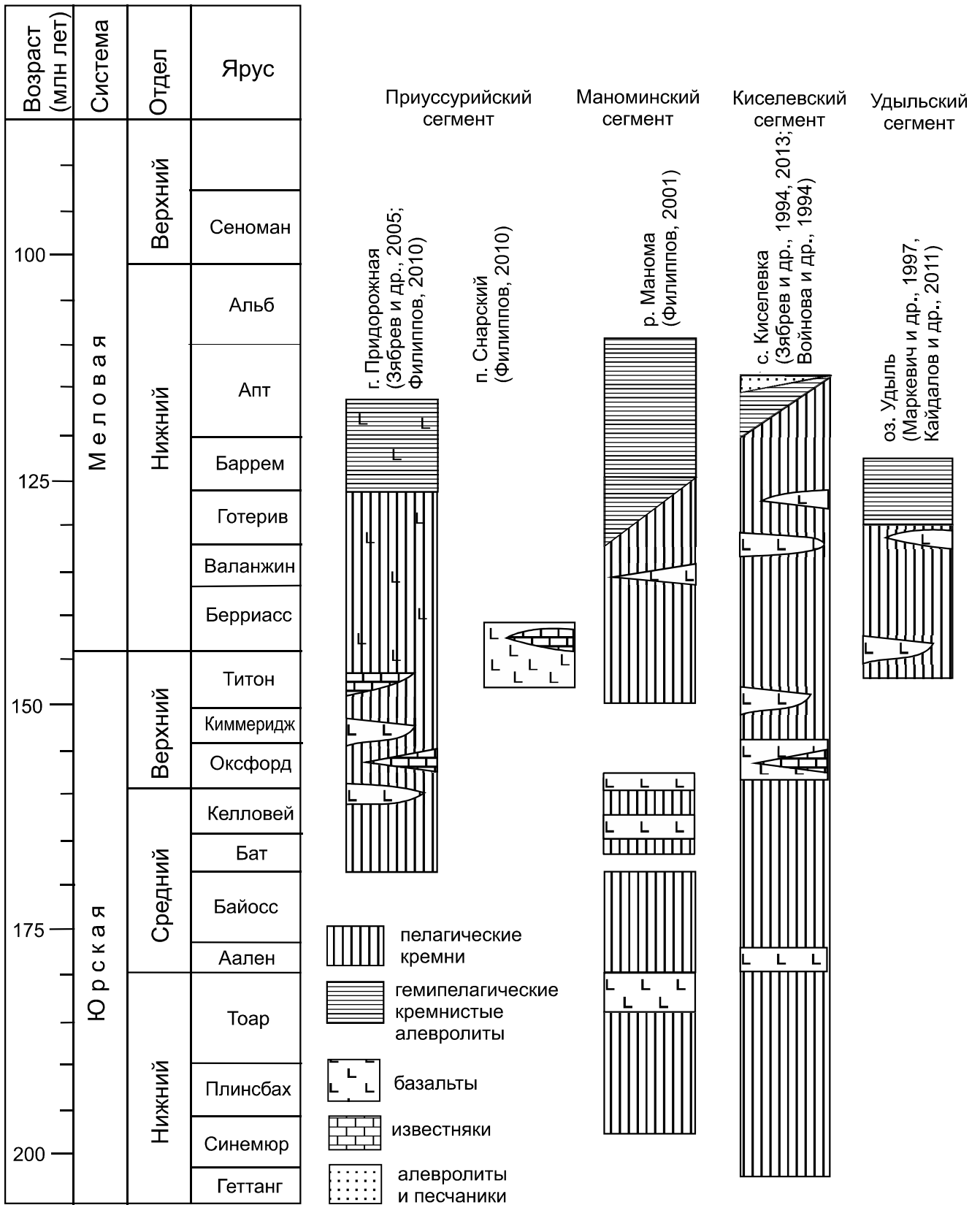
**СРАВНЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТОГО КОМПЛЕКСА Р-ОНА ОЗ. УДЫЛЬ С АККРЕЦИОННЫМИ КОМПЛЕКСАМИ СЕГМЕНТОВ КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО ТЕРРЕЙНА**

Образования района оз. Удыль формируют самый северный сегмент Киселевско-Маноминского террейна. Аккреционные комплексы и входящие в их состав вулканыты других сегментов были описаны ранее [3, 4]. Подобно остальным сегментам в районе оз. Удыль имеют место образования вулканогенно-кремнистого комплекса океанического генезиса. На рис. 7 представлены стратиграфические колонки для различных сегментов Киселевско-Маноминского террей-

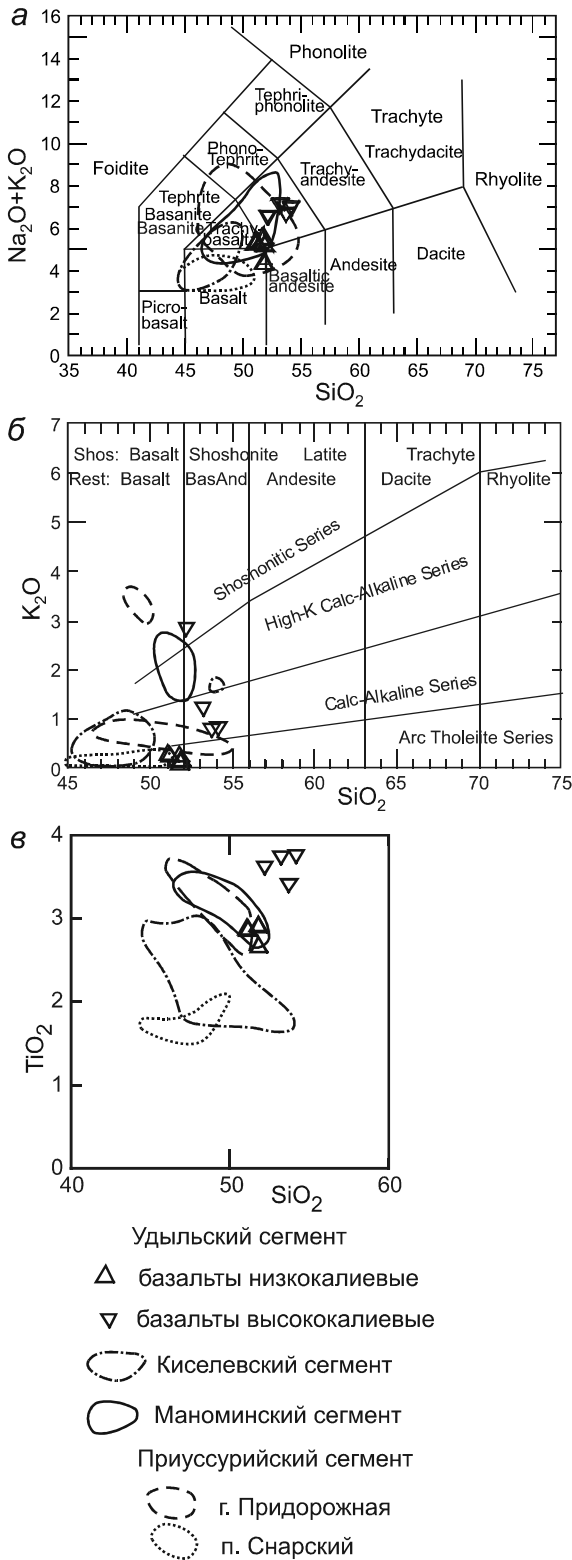
на, по [3, 4, 11–14, 19, 20], и колонка района оз. Удыль, построенная с использованием данных [15, 17]. Вулканогенно-кремнистый комплекс р-на оз. Удыль по породным ассоциациям и времени их формирования сходен с аккреционными комплексами сегментов Киселевско-Маноминского террейна. Петрогеохимическое сравнение базальтов этих комплексов демонстрируется на рисунках 8–10, где составы базальтов Приуссурийского, Маноминского и Киселевского сегментов показаны полями (на основе данных в [4]), а удильских базальтов вулканогенно-кремнистого комплекса – фигуративными точками.

На классификационной диаграмме (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) – SiO<sub>2</sub> фигуративные точки состава удильских базальтов ложатся в область полей базальтов других сегментов, располагаясь в ее части разновидностей пород более высокой кислотности (рис. 8, а). Подобная картина наблюдается и на диаграмме K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (рис. 8, б). Отличие удильских базальтов проявляется в их более высокой титанистости (рис. 8, в). Сопоставление спайдер-диаграмм содержания редкоземельных и редких элементов, нормированного по хондриту, приводится на рис. 9. На диаграммах форма кривых и степень обогащенности базальтов второй группы относительно содержания в хондритах близки таковым вулканытов ближайших Маноминского и Киселевского сегментов, первой группы – Снарского блока Приуссурийского сегмента (сравнить рис. 9, а и 9, б; 9, в и 9, з).

Сводные дискриминантные диаграммы представлены на рис. 10. На диаграмме MnO·10–TiO<sub>2</sub>–P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (рис. 10, б) четко отделяется поле базальтов Снарского блока Приуссурийского сегмента, смещенное в поле состава MORB, остальные поля образуют единую область базальтов океанических островов, в пределы которой ложатся и фигуративные точки удильских базальтов. На диаграммах Zr/4–Nb·2–Y и Zr/Y–Zr размещение фигуративных точек удильских базальтов повторяет тенденции, присущие базальтам других сегментов – размещение в полях внутриплитных базальтов и базальтов типа MORB (рис. 10, а, в). Но при этом на диаграмме Zr/Y–Zr проявляются различия по содержанию Zr: самое низкое – в удильских низкокальциевых базальтах, что также проявилось в более глубоком минимуме по Zr на мультидиаграммах (рис. 9, в, з), содержание Zr в базальтах с повышенным содержанием калия соответствует таковому в базальтах Киселевского сегмента и района г. Придорожной Приуссурийского. На диаграмме Zr/4–Nb·2–Y поля базальтов сегментов разделяются на две области преимущественно по содержанию Nb, которым соответствует и разделение состава удильских базальтов, что



**Рис. 7.** Стратиграфические колонки аккреционных комплексов сегментов Киселевско-Маноминского террейна и вулканогенно-кремнистого комплекса р-она оз. Удыль.



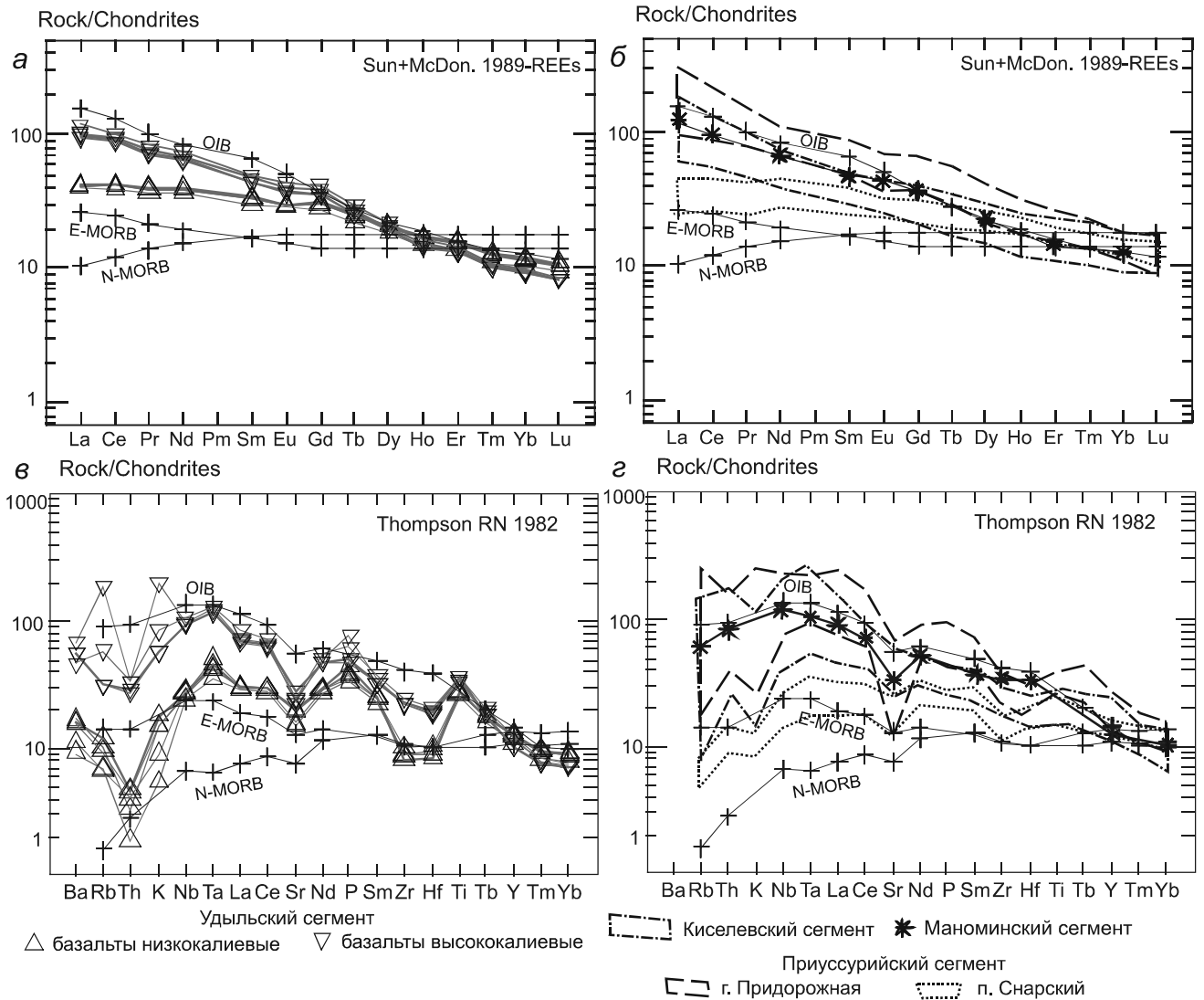
**Рис. 8.** Классификационные диаграммы: *a* –  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ , по [23], *b* –  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  (поля по [28]) и парная диаграмма – *в* –  $\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$  для базальтов аккреционных комплексов сегментов Киселевско-Маноминского террейна и вулканогенно-кремнистого комплекса р-она оз. Удыль.

проявляется и на мультидиаграммах (рис. 9, *в*, *з*) величиной соответствующего максимума. Геохимические типы источников удыльских базальтов, как и других сегментов, судя по соотношениям Th–Ta–Yb, соответствуют тренду эволюции океанических мантийных магм и имеют обогащенный в различной степени характер: удыльские низкокалийевые базальты, как и снарские, отличаются наименьшей обогащенностью и близки E-MORB, остальные базальты, в том числе и удыльские второй группы, имеют большую степень обогащенности, доходящую до уровня в базальтах типа OIB (рис. 10, *з*).

Таким образом, океанические вулканыты вулканогенно-кремнистого комплекса не проявляют значимых петрогеохимических отличий от вулканытов аккреционных комплексов других сегментов и могут параллелизоваться по петрогеохимическим признакам, так же как и по ассоциациям и времени формирования, с аккреционными образованиями Киселевско-Маноминского террейна.

**СРАВНЕНИЕ ВУЛКАНИТОВ ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА Р-ОНА ОЗ. УДЫЛЬ С ВУЛКАНИТАМИ КЕМСКОГО ТЕРРЕЙНА**

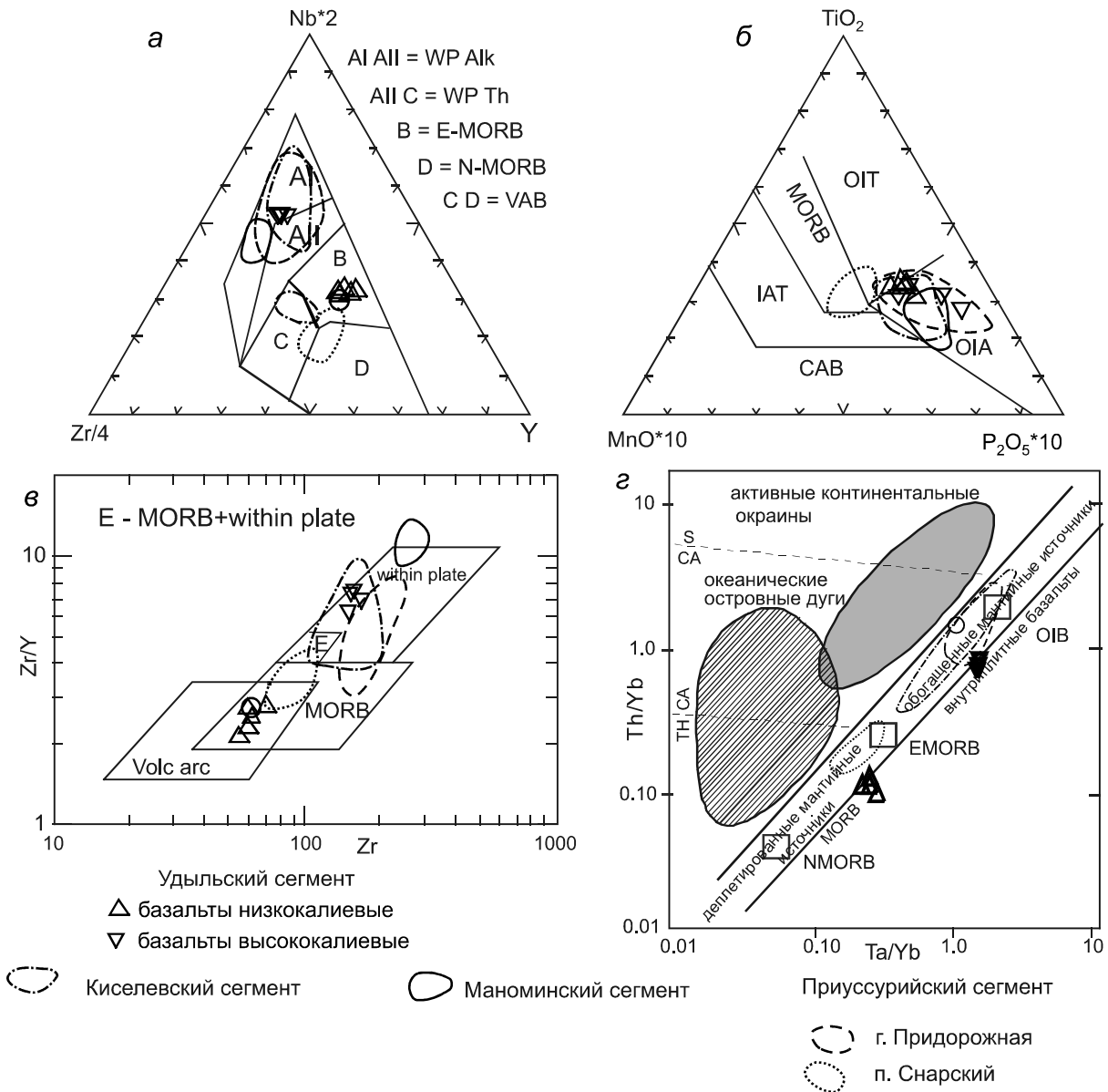
В Сихотэ-Алиньском орогенном поясе имеют место разновозрастные удыльским надсубдукционным вулканытам вулканогенно-терригенного комплекса вулканыты островодужного генезиса в Кемском террейне (рис. 1). Подробное петрогеохимическое описание и сравнение островодужных удыльских и кемских вулканытов, наряду с результатами геохронологических и палеомагнитных исследований ассоциирующих терригенных пород, приведены в [1]. Здесь, для полноты картины и дальнейших тектонических выводов, приводятся краткая характеристика и сводный рисунок 11, где сопоставлены петрогеохимические характеристики удыльских вулканытов вулканогенно-терригенного комплекса (показаны фигуративными точками) и кемских островодужных (показаны полями). Петрогеохимические диаграммы подтверждают формирование и удыльских вулканытов вулканогенно-терригенного комплекса, и кемских вулканытов в надсубдукционных условиях. Но, в то же время, их петрогеохимические характеристики имеют и отличия. Удыльские вулканыты вулканогенно-терригенного комплекса характеризуются меньшей щелочностью, в том числе содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  (рис. 11, *a*, *b*), более слабой обогащенностью редкоземельными, особенно легкими, и редкими элементами, особенно Ba, Rb, Th, K, Sr, более глубоким Ta-Nb-минимумом (рис. 11, *в*, *з*). На дискриминантных петрогеохимических диаграммах фигуративные точки удыльских базальтов, обладающих более



**Рис. 9.** Спайдер-диаграммы содержания редкоземельных (а, б), по [29], и редких (в, г), по [30], элементов базальтов аккреционных комплексов сегментов Кислевско-Маноминского террейна и вулканогенно-кремнистого комплекса р-она оз. Удьяль.

низким содержанием Rb, Zr, Sr, P, систематически смещены относительно поля кемских базальтов в сторону областей менее щелочных разновидностей (рис. 11, д–ж). Соотношения Th и Ta с Yb свидетельствуют о надсубдукционных известково-щелочных источниках пород, причем фигуративные точки удьяльских базальтов преимущественно располагаются в области составов пород океанических островных дуг, а поле кемских базальтов смещено в область составов пород активных континентальных окраин (рис. 11, з). Выявленные отличия в петрохимических характеристиках удьяльских и кемских надсубдукционных вулканитов могут быть следствием их формирования в островных дугах разных типов. Вероятно, удьяльские вулканиты вулканогенно-терригенного

комплекса формировались в островодужной системе с существенно пониженной мощностью литосферы. Это могло происходить в условиях эпикоеанической островной дуги. Большая щелочность и обогащенность кемских вулканитов может объясняться либо формированием их в тыловой зоне островной дуги, либо в целом большей мощностью литосферы над зоной субдукции, более приближенной континенту. В пользу последнего заключения свидетельствуют данные о возрасте цирконов из ассоциирующих с удьяльскими и кемскими вулканитами терригенных пород, представленные в [1, 9]. Породы Кемского террейна содержат цирконы с древними датировками, объяснимыми сносом с континентальной части, что свидетельствует о приближенном к континенту



**Рис. 10.** Дискриминантные диаграммы для базальтов аккреционных комплексов сегментов Киселевско-Маноминского террейна и вулканогенно-кремнистого комплекса р-она оз. Удыль.

Остальные условные обозначения см. рис. 5–6.

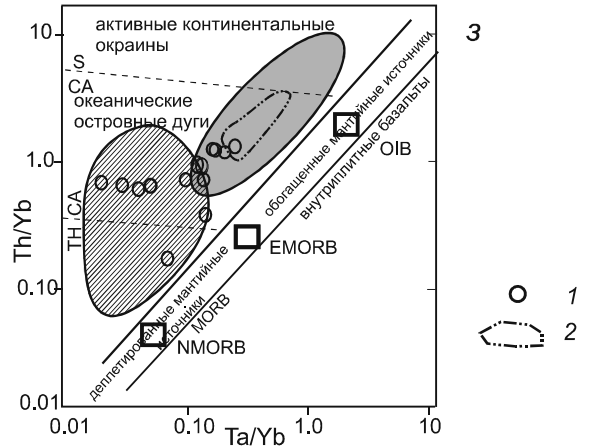
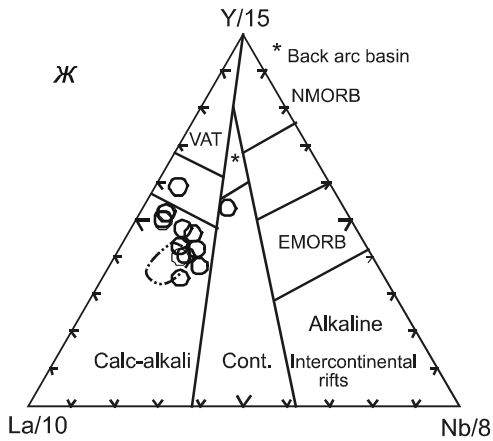
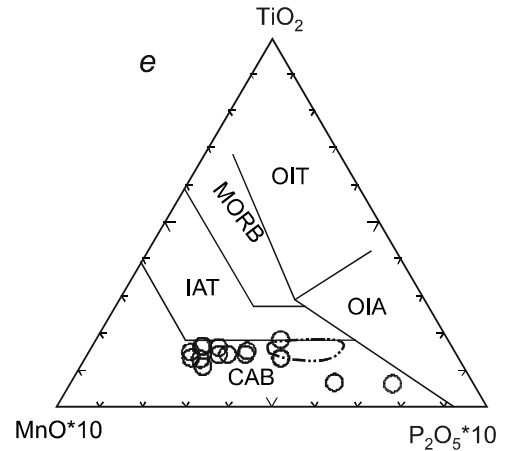
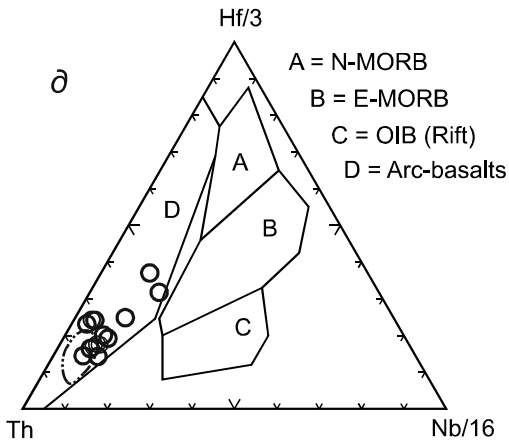
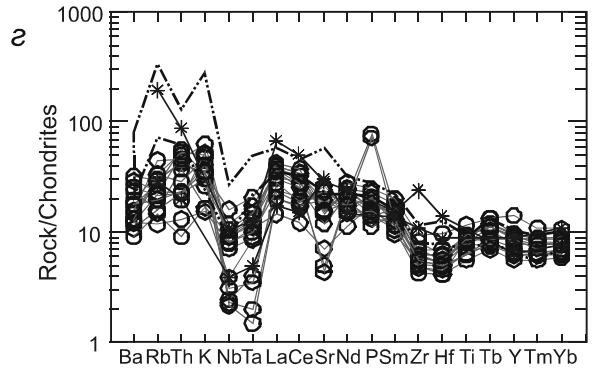
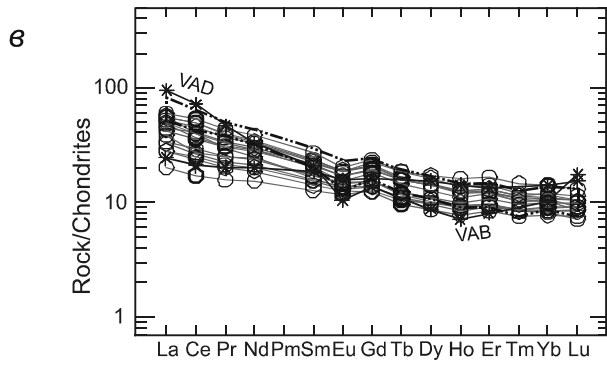
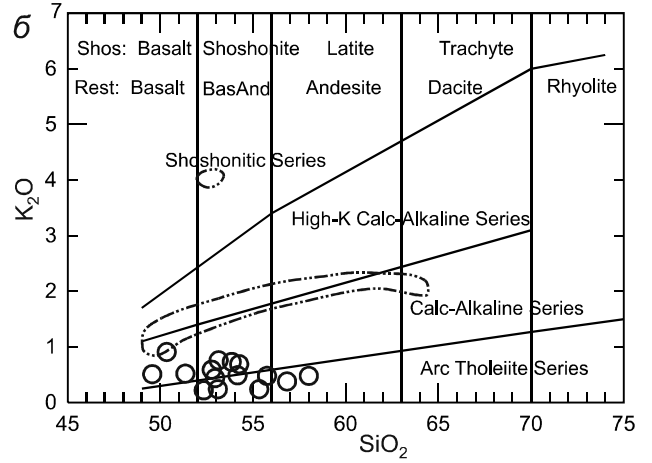
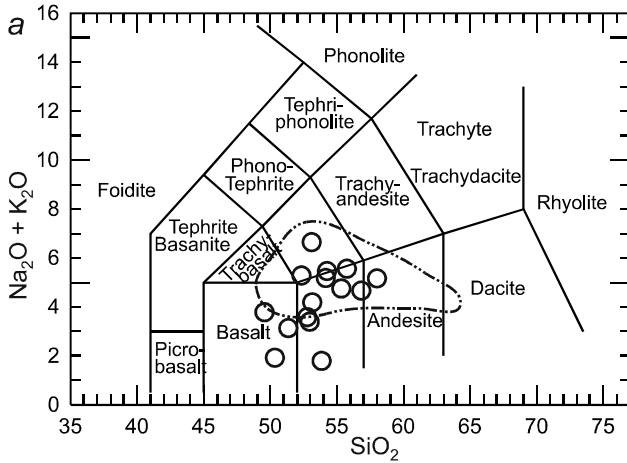
положении островной дуги. В удыльских породах такие цирконы отсутствуют, что указывает на более удаленное от континента место формирования этих пород [1].

**ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ**

Проведенные петро- и геохимические исследования показали, что в районе оз. Удыль совмещены комплексы различного генезиса: внутриплитные океанические (вулканогенно-кремнистый комплекс) и островодужные (вулканогенно-терригенный ком-

плекс). Встают вопросы: где и когда они образовались, в том числе взаимосвязанно или нет, а также их взаимоотношения с возрастными и генетическими аналогами Сихотэ-Алиньского орогенного пояса.

На эти вопросы помогают ответить биостратиграфические, геохронологические и палеомагнитные данные. Для вулканогенно-кремнистого комплекса есть лишь биостратиграфические данные, определений абсолютного возраста нет. Возраст вулканогенно-кремнистого комплекса датируется по радиоляриям в интервале валанжин-готерив-баррем, по [17], или



○ 1  
 □ 2

начиная с титона, по [15]. Причем виды радиолярий принадлежат Тетической провинции [17], что свидетельствует о формировании вулканогенно-кремнистого комплекса в низких широтах. Палеомагнитные исследования пород вулканогенно-кремнистого комплекса района оз. Удыль дали отрицательный результат – они оказались практически полностью перемагниченными. В то же время, для пород ближайшего Киселевского сегмента Киселевско-Маноминского террейна (киселевская свита) было установлено, что они формировались во внутриплитной океанической обстановке на широте  $\sim 18^\circ$  с.ш. [7, 8, 22]. Исходя и из петрогеохимического сходства базальтов, схожести условий формирования в валанжин-готеривбарремское время вулканитов, представленных в вулканогенно-кремнистых комплексах районов села Киселевка и оз. Удыль, палеомагнитные данные для первых можно распространить и на вулканогенные породы района оз. Удыль и предположить один внутриплитный источник, из которого они формировались, примером чего могут служить острова Гавайской горячей точки. Заметим, что палеоширота, на которой формировались вулканогенные породы Киселевского сегмента, и современная широта Гавайского архипелага близки –  $18 \pm 5^\circ$  с.ш. и  $19\text{--}22^\circ$  с.ш., соответственно.

Возраст пород вулканогенно-терригенного комплекса по биостратиграфическим данным определен как валанжин–сеноман. По данным датирования детритовых цирконов  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -методом, возраст алевропесчаников верхней части комплекса соответствует  $\sim 110$  млн лет [1, 9]. Также для терригенных пород вулканогенно-терригенного комплекса имеются надежные палеомагнитные данные [1, 9], на основании которых определены широты их формирования  $33 \pm 5^\circ$  с.ш. [1].

Местонахождение образований киселевского (+ удыльского) комплексов в это время, учитывая скорость перемещения океанической плиты, можно предполагать примерно на широте  $38\text{--}40^\circ$  с.ш. В дальнейшем, в результате движения океанической плиты Изанаги, ее субдукции под Евразию, а также левосторонних трансформных и постаккреционных перемещений, изученные удыльские комплексы были совмещены друг с другом и заняли современное положение с координатами  $52^\circ$  с.ш.,  $140^\circ$  в.д., кемские –  $45\text{--}46^\circ$  с.ш.,  $136\text{--}137^\circ$  в.д. [1].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вулканыты описываемых комплексов района оз. Удыль формировались на океанической плите, но в различных геодинамических условиях, со сдвигом во времени и на значительном удалении друг от друга. Из вышесказанного вытекает вывод о самостоятельности историй изученных двух комплексов района оз. Удыль и совместном их нахождении в результате тектонического совмещения. Это согласуется с ранее высказанным предположением о коллизии океанической дуги с аккреционным комплексом [17]. Учитывая отсутствие в других сегментах Киселевско-Маноминского аккреционного террейна островодужных образований, в том числе и в близко расположенном Киселевском, вулканогенно-кремнистый и вулканогенно-терригенный комплексы района оз. Удыль целесообразно позиционировать в качестве самостоятельного составного Удыльского сегмента, характеризующегося более сложным строением, в котором тектонически совмещены фрагменты не связанных парагенетически комплексов: аккреционной призмы и островной дуги. Одновозрастные удыльским островодужным вулканитам надсубдукционные вулканиты Кемского террейна, хотя и образовывались на близких широтах ( $36 \pm 6^\circ$  с.ш.), но, судя по петрохимическим характеристикам вулканитов и наличию в ассоциирующих с ними терригенных осадках континентального, в том числе древнего, материала, формировались ближе к континенту [1]. В удыльских осадках влияние континентальных источников сноса не обнаруживается, о чем свидетельствует отсутствие в них детритовых цирконов с древними возрастными оценками [1], что говорит об удаленности соответствующей островной дуги от континента. То есть формирование и удыльских, и кемских вулканитов вулканогенно-терригенных ассоциаций происходило в надсубдукционных условиях, но в разных островных дугах на разном удалении от континента. Поэтому островодужные образования вулканогенно-терригенного комплекса района оз. Удыль можно позиционировать как фрагмент самостоятельной эпиокеанической островной дуги. Таким образом, выделяемый Удыльский сегмент Киселевско-Маноминского террейна имеет составное строение, в нем совмещены фрагмент Киселевско-Маноминской аккреционной призмы и причлененный к нему фрагмент эпиокеанической островной дуги.

**Рис. 11.** Петрогеохимические диаграммы для сравнения вулканитов вулканогенно-терригенного комплекса р-она оз. Удыль (1) и вулканитов Кемского террейна (2).

Остальные условные обозначения см. рис. 3–6.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны рецензентам рукописи доктору геол.-мин. наук Ю.А. Мартынову и доктору геол.-мин. наук М.И. Тучковой за сделанные замечания и предложения, которые были учтены нами в подготовке окончательного варианта статьи, а также Н.В. Каретниковой за помощь при техническом оформлении рукописи. Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН и при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 18-05-00117А).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипов М.В., Войнова И.П., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Ото Ш. (Otoh S.), Нагата М. (Nagata M.), Голозубов В.В., Диденко А.Н. Сравнительный анализ апт-альбских пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов: геохимия, геохронология и палеомагнетизм // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 50–75.
- Бравина С.Б. Геологическая карта СССР. 1: 200 000. Сер. Нижнеамурская. Лист N-54-XXXIII: Объясн. зап. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 83–96.
- Войнова И.П., С.В. Зябрев С.В. Петрогеохимия и обстановки формирования вулканитов Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 4. С. 52–64.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (в 2 кн.) / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с. + цв. карта.
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 231 с.
- Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 1. С. 20–40.
- Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Архипов М.В. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника Северного Сихотэ-Алиня // Физика Земли. 2017. № 5. С. 121–138.
- Диденко А.Н., Ото Ш. (Otoh S.), Голозубов В.В., Архипов М.В., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Нагата М. (Nagata M.), Ямамото К. (Yamamoto K.). Геохронология детритовых цирконов альбских песчаников силасинской и кемской свит Сихотэ-Алиньского орогена: геодинамические следствия // Докл. АН. 2018. Т. 481, № 4. С. 1–4.
- Добкин С.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. (Изд-е 2-ое). Сер. Николаевская. Лист N-54-XXXIII. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013.
- Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 74–82.
- Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постааккреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 45–58.
- Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. О возрасте известняков в юго-западном фрагменте Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса Дальнего Востока России (по радиоляриям) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 6. С. 107–109.
- Зябрев С.В., Анойкин В.И. Новые данные о возрасте отложений Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса по ископаемым радиоляриям // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 74–83.
- Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. (Изд-е 2-ое). Сер. Николаевская. Лист N-54-XXXII. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011.
- Майборода А.Ф. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Сер. Нижнеамурская. Лист-54-XXXII: Объясн. зап. М.: Недра, 1967. 80 с.
- Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высокский С.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
- Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
- Филиппов А.Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маномы (Северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 25–38.
- Филиппов А.Н., Говоров Г.И., Чашин А.А., Пунина Т.А. Вещественный состав и обстановки формирования кремнисто-вулканогенных образований Нижнеуссурийского сегмента Киселевско-Маноминского террейна (Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 4. С. 19–33.
- Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale // C. R. Acad. Sci. Ser. II. 1989. V. 309. P. 2023–2029.
- Khanchuk A.I., Didenko A.N., Tikhomirova A.I., Voinova I.P. Paleomagnetism and geochemistry of the Kiselevka block of the Kiselevka-Manoma terrane (northern Sikhotealin): Geodynamic significance // Late Jurassic margin of Laurasia-A record of faulting accommodating plate rotation / T.H. Anderson, A.N. Didenko, C.L. Johnson, A.I. Khanchuk, J.H. MacDonald Ju (Eds.). Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 513. 2015. P. 483–508.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram // J. Petrol. Oxford. 1986. V. 27. P. 745–750.
- Meschide M.A. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207–218.
- Mullen E.D. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for



- basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 62. P. 53–62.
26. Pearse J.A., Norry M.J. Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 69. P. 33–47.
27. Pearse J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich. Shiva Publ., 1983. P. 230–249.
28. Peccerillo R., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // *Contrib. Miner. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
29. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* / Saunders A.D., Norry M. J. (Eds.). Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313–345.
30. Thompson R. N. British Tertiary volcanic province // *Scott. J. Geol.* 1982. V. 18. P. 49–107.
31. Wilson M. *Igneous petrogenesis*. Shringar, 1989. 466 p.
32. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50(1). P. 11–30.

*Рекомендована к печати Ю.А. Мартыновым*

после доработки 05.05.2020 г.

принята к печати 19.05.2020 г.

*I.P. Voinova, A.N. Didenko, A.V. Kudymov, A.Yu. Peskov, M.V. Arkhipov*

### **Volcanics in the Udyl' Segment of the Kiselevka-Manoma Accretionary Terrane (Sikhote-Alin): Petrogeochemistry, Formation Conditions, and Tectonic Position**

New petrogeochemical data were used to determine conditions for the formation of volcanics and their tectonic position in the area of Lake Udyl'. These rocks were correlated with similar rocks in the region. Volcanics of two genetic types were identified in the area of Lake Udyl': 1) intraplate oceanic volcanics as part of the accretionary volcanic-siliceous complex (Tithonian-Valanginian-Hauterivian-Barremian) similar to accretionary complexes in other segments of the Kiselevka-Manoma Terrane, and 2) suprasubduction-zone volcanics as part of the island-arc volcanogenic-terrigenous complex (Valanginian-Hauterivian-Aptian-Albian-Cenomanian). A conclusion about the tectonic superposition of complexes of different genesis in the Udyl' segment is based on synthesis of the new geological and petrogeochemical data, as well as geochronological and paleomagnetic data from previous studies.

**Key words:** volcanic rocks, geochemistry, formation conditions, oceanic intraplate volcanism, suprasubduction volcanism, accretionary complex, Kiselevka-Manoma Terrane, the Far East of Russia.