

УДК 552.32(550.93)

СТРАТИГРАФИЯ КОМПЛЕКСОВ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА В ВЕРХОВЬЯХ Р. МАЛЫЙ АНЮЙ (РАЙОН МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУПОЛ): ДАННЫЕ U–Pb- И $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -ДАТИРОВАНИЯ

© 2021 г. П. Л. Тихомиров^{1,2,*}, И. Е. Лебедев¹, Ф. Люилье³, В. Э. Павлов¹

Представлено академиком РАН Ю.А. Костицыным 07.09.2021 г.

Поступило 07.09.2021 г.

После доработки 09.09.2021 г.

Принято к публикации 09.09.2021 г.

Данные U–Pb– и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -геохронологии для вулканитов Охотско-Чукотского пояса в верховьях р. Малый Анюй (район месторождения Купол) указывают на существование, как минимум, двух периодов вулканической активности, 98–93 и 90–84 млн лет назад. Показано, что принятые стратиграфические схемы не согласуются с новыми сведениями о возрасте и составе вулканогенных толщ. Пространственные взаимоотношения разновозрастных вулканогенных комплексов указывают на то, что толщи вулканитов накапливались в условиях расчлененного рельефа. При отсутствии резких различий в петрографическом составе разновозрастных толщ составление детальных геологических и палеовулканологических карт требует привлечения большого количества прецизионных изотопных датировок.

Ключевые слова: Охотско-Чукотский пояс, Западная Чукотка, стратиграфия, изотопная геохронология, U–Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

DOI: 10.31857/S2686739721120148

Начиная с 1990-х годов, использование прецизионных методов изотопного датирования (U–Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) в дополнение к традиционным методам палеоботанической корреляции позволило существенно скорректировать представления о стратиграфии ряда континентальных вулканических провинций Северо-Востока Азии, включая меловой Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) – одну из крупнейших окраинно-континентальных магматических провинций фанерозоя [1, 3, 8]. С помощью изотопного датирования выявлены реликты ранее не известных вулканических областей, создана геохронологическая база для количественной оценки продуктивности вулканизма и решен ряд вопросов стратиграфии, которые не удавалось решить одними лишь традиционными методами [1, 2, 8–10, 12]. Показано, что вулканическая активность ОЧВП и подобных

ему континентальных поясов носит резко выраженный эпизодический характер, с периодами резкой активизации и относительного затишья [1, 8].

При этом многие детали динамики древнего вулканизма по-прежнему остаются неясными. Получены лишь отрывочные сведения о существовании длительных (до 10 млн лет) перерывов в формировании мезозойских стратонов, ранее считавшихся едиными. Оценки продолжительности формирования отдельной свиты или толщи, выделяемой при геологическом картировании, меняются в широких пределах, от менее чем 1–2 млн лет до 10–15 млн лет [1, 8]. Кроме того, остается насущным вопрос о количестве изотопных датировок, достаточном для создания детальных геологических карт и палеовулканологических реконструкций. Решение подобных задач требует проведения на отдельных участках вулканических поясов детальных геохронологических исследований с густой сетью опробования, значительно превышающей средние показатели для изучаемых магматических провинций.

Для Охотско-Чукотского пояса в этом плане удачным полигоном являются окрестности месторождения Купол (рис. 1) – крупного эпитептермального золото-серебряного объекта, открытого в 1990-е годы и эксплуатируемого с 2008 г. Это

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта
Российской академии наук, Москва, Россия

² Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
Магадан, Россия

³ Университет Ludwig Maximilian, Мюнхен, Германия

*E-mail: petr_tikhomirov@mail.ru

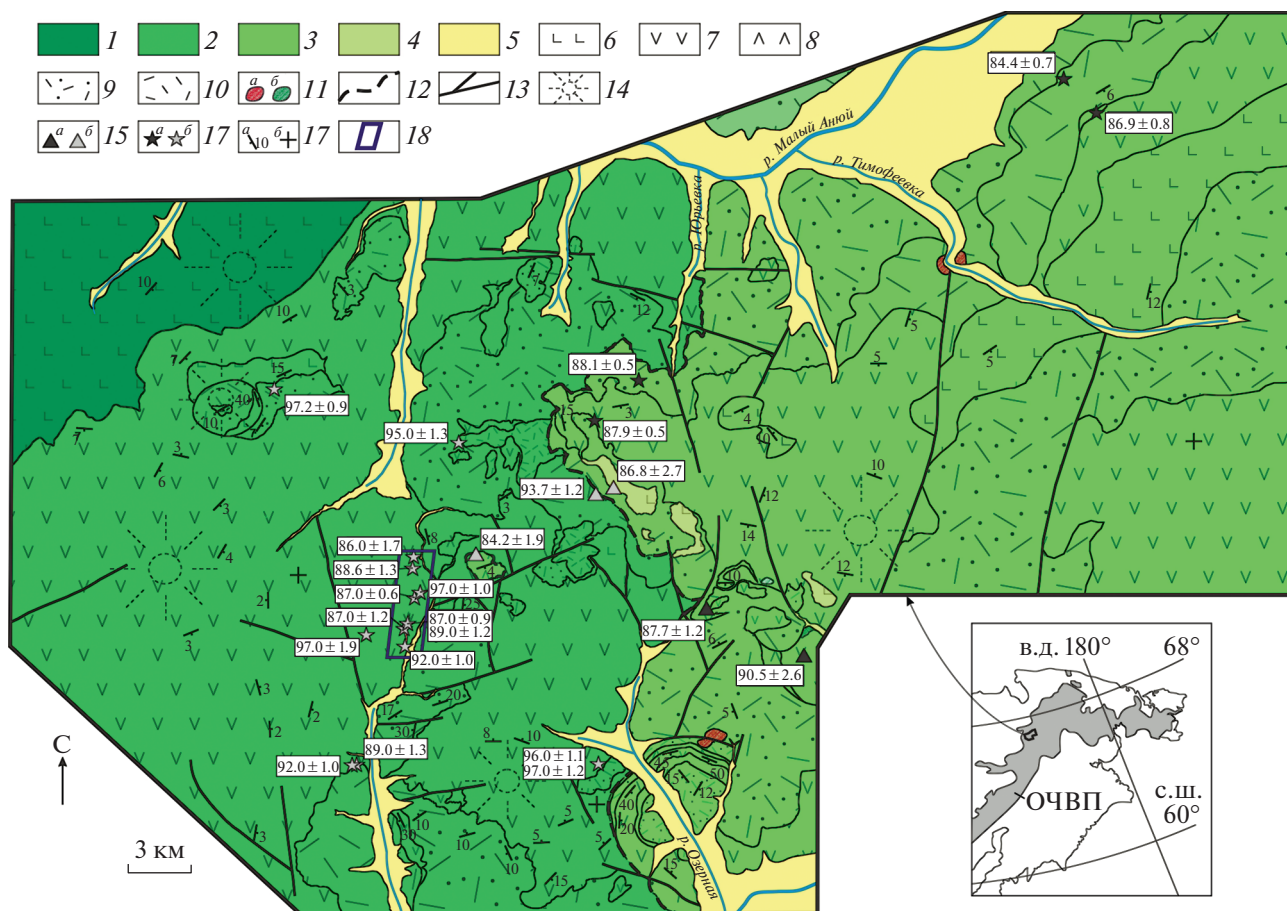


Рис. 1. Геологическая карта верховьев рр. Малый Ануи и Мечкерера (составлена П.Л. Тихомировым и И.Е. Лебедевым по материалам полевых работ 2004–2005 и 2019–2021 гг.). 1–4 – стратоны ОЧВП, по [8]: 1 – вилковская толща, альб(?) (базальты и андезибазальты, преимущественно лавы); 2 – мечкеревская толща, сеноман (лавы и туфы андезитов, базальтов, риолитов); 3 – кайемраваамская толща, турон-сантон (лавы и туфы андезитов, базальтов, дацитов, риолитов, горизонты вулканомиктовых песчаников); 4 – коваленковская толща, сантон (лавы оливиновых базальтов); 5 – четвертичные отложения; 6–10 – преобладающие разновидности вулканитов: 6 – базальты и андезибазальты, 7 – андезиты, 8 – дациты, 9 – туфы и игнимбриты риолитов, 10 – лавы риолитов; 11 – субвулканические тела (а – кислые, б – основные); 12 – граница сеноманской и турон-сантонской толщ; 13 – разрывные нарушения; 14 – реликты вулканических построек центрального типа; 15–16 – точки отбора проб для изотопного датирования: 15 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -метод, 16 – U–Pb-метод (для пп. 15 и 16: а – даты, полученные при подготовке настоящей работы, б – даты из публикаций [2, 10, 15]); 17 – залегание вулканогенных покровов (а – наклонное, б – горизонтальное); 18 – примерные границы рудного поля Купол.

месторождение расположено в междуречье рр. Малый Ануи и Мечкерера, у границы Анадырского и Центрально-Чукотского сегментов ОЧВП. Вопросы геологического строения рудного поля Купол и возраста оруденения рассмотрены в работах [2, 4, 5]. Экономический интерес к данному району дал возможность исследователям детально изучить вещественный состав и возраст вулканитов в радиусе около 20 км вокруг месторождения. С учетом изотопных дат, полученных при подготовке настоящей публикации, на территорию площадью около 750 км², показанную на рис. 1, приходится 25 определений возраста пород U–Pb- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методами. На текущий момент данный участок ОЧВП – один из наиболее изу-

ченных с точки зрения прецизионной геохронологии.

Образцы для настоящего исследования взяты в ходе полевых работ, проведенных в 2005 г. и в 2019–2020 гг. Точки отбора проб для изотопного датирования отображены на рис. 1; отдельным знаком показаны результаты определений U–Pb- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста, взятые из публикаций.

В работах [5, 6] вулканиты территории, показанной на рис. 1, отнесены к нижнемеловой вилковской и верхнемеловой еропольской толщам. Указано, что в составе первой толщи преобладают лавы андезитов, во второй – игнимбриты и туфы риолитов. По результатам детального картирования, выполненного авторами настоящего ис-

Таблица 1. Результаты U–Pb SHRIMP-датирования цирконов

№ точки	U, г/г	Th, г/г	²⁰⁶ Pb* г/г	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb ±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ (%)	Возраст, млн лет ±1σ			
обр. СН15 (лава порфирированного риолита, 66°53'15" с.ш., 169°48'06" в.д.)									
СН15_15.1	261	138	2.96	73.66	±1.36	0.0607	±3.89	84.4	±1.4
СН15_3.1	162	89	1.87	70.99	±1.53	0.0756	±4.04	85.7	±1.8
СН15_4.1	209	100	2.33	72.77	±0.82	0.0560	±5.00	83.1	±1.3
СН15_1.1	410	208	4.73	72.52	±2.31	0.0569	±2.85	86.0	±2.0
СН15_12.1	288	156	3.34	72.65	±0.77	0.0545	±4.60	86.5	±0.9
СН15_10.1	305	145	3.66	72.09	±1.58	0.0604	±12.64	89.5	±1.5
СН15_7.1	193	84	2.33	70.78	±1.40	0.0739	±3.80	90.0	±1.3
СН15_14.1	434	247	5.09	72.45	±0.76	0.0519	±9.24	87.4	±0.8
СН15_2.1	328	149	3.86	72.36	±0.74	0.0517	±6.84	87.7	±0.7
СН15_8.1	360	251	4.18	71.92	±0.87	0.0559	±3.16	86.4	±1.0
СН15_6.1	237	72	2.68	72.02	±2.50	0.0547	±3.89	84.3	±2.3
СН15_11.1	227	109	2.67	71.46	±0.83	0.0606	±4.17	87.5	±1.1
СН15_5.1	518	314	6.29	71.03	±1.30	0.0612	±2.46	90.4	±1.2
СН15_13.1	452	238	5.34	71.63	±0.75	0.0521	±3.06	88.2	±0.8
СН15_9.1	306	151	3.81	67.87	±0.78	0.0542	±3.54	92.7	±0.9
обр. СН16 (игнимбрированный риолит, 66°52'17" с.ш., 169°44'47" в.д.)									
СН16_3.1	215	127	2.49	70.81	±1.98	0.0864	±3.45	86.7	±2.0
СН16_2.1	173	92	1.91	73.19	±0.87	0.0601	±5.98	82.2	±1.6
СН16_9.1	208	129	2.36	72.70	±0.81	0.0601	±9.96	84.7	±1.2
СН16_11.1	243	150	2.77	72.95	±0.82	0.0564	±4.91	85.0	±1.1
СН16_8.1	285	153	3.26	72.61	±0.76	0.0585	±4.34	85.2	±1.0
СН16_12.1	139	50	1.64	71.68	±1.43	0.0675	±13.65	88.1	±1.4
СН16_1.1	165	82	1.95	72.17	±1.27	0.0621	±12.41	87.7	±1.3
СН16_4.1	192	104	2.15	71.98	±0.80	0.0613	±9.09	83.4	±1.5
СН16_10.1	266	224	3.05	71.00	±1.28	0.0674	±3.44	85.4	±1.5
СН16_7.1	268	252	3.17	71.02	±0.76	0.0656	±6.18	88.1	±0.9
СН16_14.1	185	98	2.16	70.74	±1.22	0.0671	±13.52	87.2	±1.5
СН16_5.1	149	74	1.67	71.16	±0.83	0.0610	±5.95	83.4	±1.8
СН16_6.1	184	106	2.16	71.09	±2.09	0.0597	±4.54	87.3	±2.1
СН16_13.1	416	341	4.92	70.54	±0.76	0.0622	±2.87	88.1	±0.9
обр. СН17-3 (кристаллокластический игнимбрированный дацит, 67°00'55" с.ш., 170°15'32" в.д.)									
СН17-3-1.1	321	161	3.77	73.1	±1.4	0.0508	±3.6	87.1	±1.3
СН17-3-2.1	608	333	6.72	77.6	±1.3	0.0493	±2.7	82.4	±1.1
СН17-3-3.1	235	102	2.76	73.2	±1.5	0.0519	±4.3	86.8	±1.4
СН17-3-4.1	240	98	2.79	73.9	±1.5	0.052	±4.1	86.4	±1.3
СН17-3-5.1	327	181	3.58	78.5	±1.5	0.0474	±3.8	81.6	±1.2
СН17-3-6.1	473	223	5.46	74.4	±1.4	0.0481	±3.1	86.0	±1.2
СН17-3-7.1	418	160	4.73	76.0	±1.4	0.047	±3.3	84.3	±1.2
СН17-3-8.1	445	216	4.89	78.1	±1.4	0.0491	±3.2	82.0	±1.1
СН17-3-9.1	345	227	3.86	76.8	±1.5	0.0477	±3.7	83.4	±1.2
СН17-3-10.1	411	158	4.76	74.1	±1.4	0.0468	±3.4	86.4	±1.2
СН17-3-11.1	560	383	6.17	78.0	±1.4	0.0524	±3.8	81.7	±1.1
обр. СН18-2 (пепловый туф риолита, 67°00'01" с.ш., 170°17'39" в.д.)									
СН18-2-1.1	632	592	7.22	75.2	±1.4	0.0507	±2.7	84.8	±1.2

Таблица 1. Окончание

№ точки	U, г/г	Th, г/г	$^{206}\text{Pb}^*$ г/г	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$ (%)	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$			
СН18-2-2.1	328	219	3.83	73.5	± 1.5	0.0483	± 3.8	87.1	± 1.3
СН18-2-3.1	277	122	3.24	73.5	± 1.5	0.0502	± 4.1	86.8	± 1.3
СН18-2-4.1	191	79	2.27	72.1	± 1.6	0.0515	± 4.8	88.4	± 1.5
СН18-2-5.1	681	305	7.76	75.4	± 1.3	0.0499	± 2.6	84.7	± 1.1
СН18-2-6.1	273	113	3.21	73.2	± 1.5	0.0529	± 4.0	86.9	± 1.4
СН18-2-7.1	543	233	6.3	74.1	± 1.4	0.0523	± 6.3	85.9	± 1.2
СН18-2-8.1	222	114	2.7	70.7	± 1.6	0.0516	± 4.5	90.2	± 1.4
СН18-2-9.1	413	168	4.93	72.0	± 1.4	0.0514	± 3.3	88.5	± 1.3
СН18-2-10.1	191	85	2.2	74.5	± 1.6	0.0486	± 5.0	85.9	± 1.4
СН18-2-11.1	277	98	3.3	72.0	± 1.5	0.0594	± 5.4	87.6	± 1.4

*Радиогенный ^{206}Pb .

следования, предложено выделить нижнюю часть вилковской толщи в самостоятельный стратон (принимая во внимание ее однородный базальт-андезитобазальтовый состав и значимые петрографические отличия). К отдельному стратону также отнесены оливиновые базальты, венчающие разрез территории, показанной на рис. 1.

Структура изученного фрагмента ОЧВП, в первом приближении, может быть охарактеризована как пологая ($3-5^\circ$, до $10-12^\circ$) моноклираль, погружающаяся к юго-востоку. В северо-восточной части изученной площади моноклиральное залегание вулканитов выражено особенно явно, и эта структура протягивается на северо-восток, вдоль простирания ОЧВП, не менее, чем на 90 км, до оз. Эльгыгытгын. В литературе она упоминается как “Угаткынская моноклираль” [3]. Происхождение данной структуры связывается с процессом слабого растяжения на фоне вулканической активности коньяк-кампанского времени [8].

В пределах изученной площади моноклиральное залегание вулканогенных покровов нарушено, во-первых, вариациями первичного залегания пород, что связано с широким распространением здесь андезитовых стратовулканов. Во-вторых, на залегание пород повлияли процессы компенсационного погружения кровель малоуглубинных магматических камер. В частности, в южной части площади расположена Озерная кальдера диаметром около 8 км, внутри которой (и за пределами которой) угол падения вулканогенных покровов не превышает $10-15^\circ$, а на флангах просядка достигает $45-50^\circ$ (рис. 1).

По результатам петрографического изучения собранных коллекций четыре образца были выбраны для U–Pb-датирования цирконов и два — для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования мономинеральных фракций биотита. Подготовка образцов для извлечения монофракций циркона выполнялась на оборудовании ЦКП “Петрофизика, геомеханика и палео-

магнетизм” ИФЗ РАН. Извлечение монофракций произведено по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей и с последующей ручной дочисткой под бинокуляром. U–Pb-датирование цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике, описанной в [14], с использованием стандартов TEMORA и 91500. Интенсивность первичного пучка O^{2-} составляла 4 нА, размер анализируемого участка — 20×25 мкм. В образцах проанализированы от 11 до 15 зерен циркона. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование биотита, выделенного из образцов 08-274 и 08-110, выполнено в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по методике, описанной в [11]. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 фирмы “Micromass”. Обработка аналитических результатов выполнена с помощью программного комплекса IsoplotR 4.2 [16].

Результаты определения изотопного возраста пород приведены в табл. 1 и на рис. 1 и 2. Все цирконовые пробы показали некоторые отклонения изотопных соотношений от конкордантных, что, возможно, связано с присутствием небольшого количества обыкновенного свинца (по измеренному ^{204}Pb , доля нерадиогенного ^{206}Pb в изученных цирконах достигает 7%). Отклонения изотопных соотношений от конкордантных значений, в целом, невелики, и полученный возраст цирконов, с большой вероятностью, отвечает времени их кристаллизации. Для обр. 17–3 рассчитан конкордантный возраст 84.4 ± 0.7 млн лет (2σ ; СКВО = 5.8), для остальных проб возраст определен по пересечению конкордии и дискордии (млн лет, $\pm 2\sigma$): обр. Ch15 — 88.1 ± 0.5 (СКВО = 0.63); обр. Ch16 — 87.9 ± 0.5 (СКВО = 1.2); обр. СН18-2 — 86.9 ± 0.8 (СКВО = 1.7). Возраст $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ плато для навесок биотита составил (млн лет, $\pm 2\sigma$): обр.

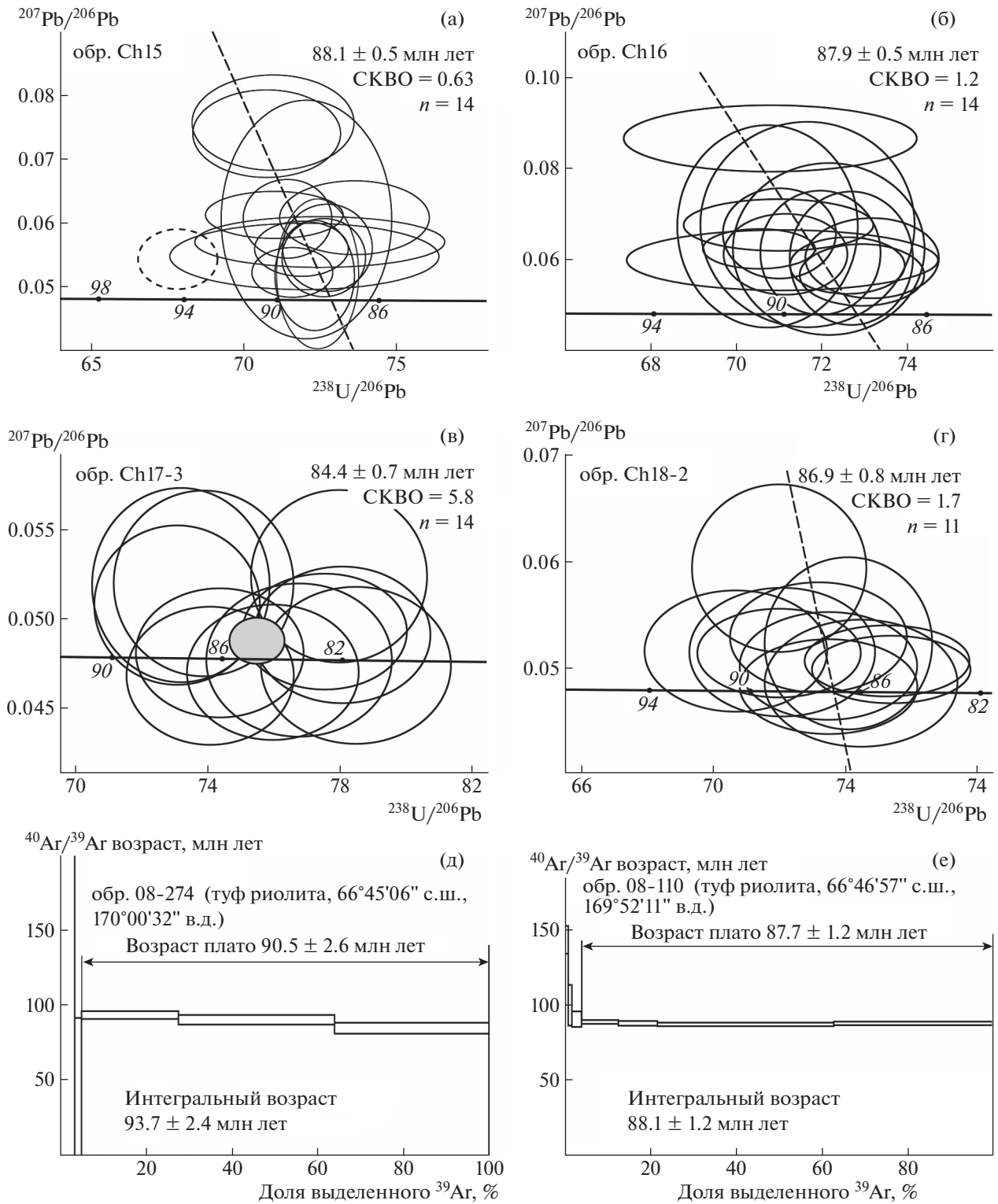


Рис. 2. Результаты определения изотопного возраста пород: диаграммы Тера–Вассербурга для цирконов (а–г) и спектры $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста биотита (д, е). Размер эллипсов погрешности соответствует величине 2σ . Пунктирные эллипсы – результаты, исключенные из расчета возраста образца.

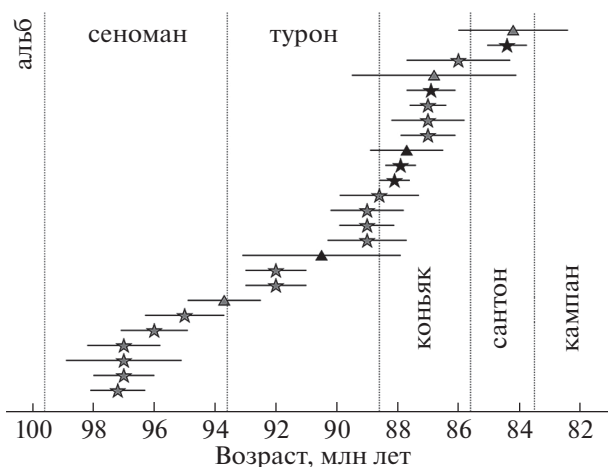


Рис. 3. Диаграмма U–Pb- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста вулканических пород верховьев рр. Малый Анюй и Мечкеревы, по данным [2, 10, 15] и настоящей публикации. Горизонтальные отрезки – погрешность определений (2σ). Обозначения методов датирования – см. рис. 1. Границы подразделений геохронологической шкалы указаны в соответствии с [13].

08-274 – 90.5 ± 2.6 , обр. 08-110 – 87.7 ± 1.2 (при интегральном возрасте 93.7 ± 2.4 и 88.1 ± 1.2 млн лет соответственно). Вместе с результатами прецизионных изотопных датировок, опубликованными ранее [2, 10, 15], полученные данные позволяют заключить следующее:

1. 23 из 25 изотопных дат, доступных для изученной площади, соответствуют двум интервалам возраста (рис. 3): 98–93 млн лет (сеноман) и 90–84 млн лет (поздний турон-сантон). В первом приближении указанные интервалы отвечают времени формирования двух главных вулканогенных толщ изученной территории. Распределение значений изотопного возраста пород (рис. 3) не дает оснований для вывода о полном прекращении вулканической активности между этими двумя импульсами, однако существенное изменение интенсивности извержений весьма вероятно. При этом сеноманские вулканиды не могут быть отнесены к вилковской толще, поскольку, согласно принятым схемам [7], она имеет ранне-меловой возраст. Сеноманский возраст предполагается для еропольской толщи, но она характеризуется существенно кремнекислым составом [5–7]. Таким образом, состав и возраст вулканогенных стратоноров верховий рр. Малый Анюй и Мечкеревы не позволяют корректно отнести их к каким-либо официально признанным стратиграфическим подразделениям. Альтернативная схема, учитывающая результаты изотопного датирования, предложена в работе [8] и отражена в подписи к рис. 1.

2. Петрографические различия разновозрастных толщ не столь очевидны, как в опубликован-

ных ранее стратиграфических схемах [4–7]. Кислые вулканиды составляют 10–15% разреза сеноманской толщи и 30–40% турон-сантонской, остальное приходится на породы среднего и основного состава. Локальные вариации состава вулканидов весьма значительны. Например, сеноманская толща включает горизонты риолитовых лав, туфов и игнимбритов мощностью до 300–400 м. Единственное устойчивое различие сеноманской и турон-сантонской толщ – присутствие пород со свежими вулканическими стеклами в последней при полном отсутствии кайно-типных пород в первой. Эта закономерность распространяется и на субвулканические тела: например, в пределах рудного поля Купол построудные риолитовые дайки с возрастом 89–86 млн лет нередко содержат свежее вулканическое стекло.

3. Граница между сеноманской и турон-сантонской толщами (на рис. 1 показана пунктирной линией) неуверенно определяется по структурным и литологическим признакам. Вероятно, палеорельеф при накоплении вулканидов был расчлененным, поэтому нередко случаи, когда относительно древние даты характеризуют образцы, взятые на сравнительно высоких гипсометрических отметках, при кажущемся высоком положении в разрезе (рис. 1). Из этого следует, что для корректного разделения разновозрастных толщ континентальных вулканидов единичные определения изотопного возраста могут оказаться недостаточными.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (грант № 19-47-04110); работа П.Л. Тихомирова по интерпретации результатов выполнялась в рамках Госзадания СВКНИИ ДВО РАН (тема 121031700312-1) и немецкого научно-исследовательского сообщества (грант DFG LH55/5-1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 1–42.
2. Акинин В.В., Томсон Б., Ползуненков Г.О. U–Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование магматизма и минерализации на золоторудных месторождениях Купол и Двойное / Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Мат. VI Российской конф. по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург: ИГД РАН. 2015. С. 19–21.
3. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 190 с.
4. Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Бянкин М.А., Уютнов К.В., Колова Е.Е. Рудообразование на Au–Ag эпипетральном место-

- рождении Купол, по данным изучения флюидных включений (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 4. С. 350–359.
5. Глухов А.Н. Региональная геологическая позиция, структура и минералого-геохимическая зональность золото-серебряного месторождения Купол // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2008. № 3. С. 34–45.
 6. Котляр И.Н. Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1986. 263 с.
 7. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2009. 267 с.
 8. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
 9. Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Накамура Э. Мезозойский магматизм Центральной Чукотки: новые данные U-Pb геохронологии и их геодинамическая интерпретация // ДАН. 2008. Т. 419. № 2. С. 237–241.
 10. Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александр П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 67–281.
 11. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
 12. Щенетов С.В., Герман А.Б., Тихомиров П.Л., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я. О возрасте буор-кемюсской флоры Северо-Востока Азии на основе материала из неморского мела Восточной Чукотки // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 125–141.
 13. Gradstein F., Ogg J., Smith A.A. Geologic Timescale. Cambridge University Press. 2004. 589 p.
 14. Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // International Journal of Geosciences. 2012. V. 3. P. 289–296.
 15. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishita A., Kobayashi K., Cherepanova I.Yu. Nakamura E. The Cretaceous Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): Geology, Geochronology, Magma Output Rates, and Implications on the Genesis of Silicic LIPs // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2012. V. 221–222. P. 14–32.
 16. Vermeesh P. IsoplotR: A Free and Open Toolbox for Geochronology // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479–1493.

STRATIGRAPHY OF THE OKHOTSK-CHUKOTKA BELT (HEADWATERS OF MALYI ANYUI RIVER, THE VICINITY OF KUPOL DEPOSIT): U-Pb AND $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ AGE DATA

P. L. Tikhomirov^{a, b, #}, I. E. Lebedev^a, F. J. L. Lhuillier^c, and V. E. Pavlov^a

^a Shmidt Institute of the Earth's Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^b N.A. Shilo North East Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Magadan, Russian Federation

^c Ludwig Maximilian University, Munich, Germany

[#]E-mail: petr_tikhomirov@mail.ru

Presented by Academician of the RAS Yu. A. Kostitsyn September 7, 2021

U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age data obtained for volcanic rocks of the Okhotsk-Chukotka Belt in the headwaters of Malyi Anyui River indicate at least two main pulses of volcanic activity, 98–93 Ma and 90–84 Ma. The conventional stratigraphic models are not consistent with the new data on the age and composition of volcanic units. The spatial relations between volcanic complexes of different age imply that the syn-volcanic paleogeography was quite dissected. With the absence of evident petrographic discrepancies between the volcanic sequences of different age, the composition of detailed geological and paleovolcanological maps requires the representative precise isotopic age data.

Keywords: Okhotsk-Chukotka Belt, West Chukotka, stratigraphy, isotopic geochronology, U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$