

**ГЕОХРОНОМЕТРИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ОМОЛОНСКОГО
МАССИВА: СОПОСТАВЛЕНИЕ K-Ar, Rb-Sr, U-Pb ДАННЫХ, ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)**

А.М. Гагиева, И.Л. Жуланова

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, ул. Портовая 16,
г. Магадан, 685000, e-mail: gagieva@neisri.ru, metamor@neisri.ru*

Поступила в редакцию 28 мая 2010 г.

Обобщены результаты K-Ar, Rb-Sr изохронного и U-Pb датирования (метод SHRIMP по цирконам) среднепалеозойских вулканогенных образований Омолонского массива. Сделан вывод, что принципиально они согласуются как между собой, так и с геологическими данными. Формирование кедонской серии, слагающей основной объем вулканитов среднего палеозоя, началось на рубеже раннего и среднего девона, около 400 млн лет назад (U-Pb даты 400.5 ± 4.4 и 387.6 ± 6.4 , Rb-Sr изохрона 402 ± 6 млн лет). Вопрос об изотопном возрасте верхней границы кедонской серии остается открытым, поскольку сохраняются разногласия в определении ее стратиграфического положения. Для 111 K-Ar датировок вулканитов кедонской серии построена гистограмма. Она имеет полимодальный характер, свидетельствующий о нарушении K-Ar изотопных систем под влиянием термальных событий, которые происходили 310–290 (конец карбона–начало перми) и 240–220 (средний–начало позднего триаса) млн лет назад. Геологическим выражением обоих термальных событий является мантийный (ультрабазит-базитовый) магматизм, проявившийся на гораздо более обширной территории, чем ареал распространения кедонской серии.

Ключевые слова: среднепалеозойские вулканические породы, изотопное датирование, Омолонский массив, Северо-Восток Азии.

ВВЕДЕНИЕ

Омолонский массив (ОМ) – один из интереснейших тектонических элементов Северо-Востока Азии, в структуре которого четко обособлены древний фундамент (архейские гранулит-мигматиты, гранитизированные в раннем протерозое) и слабо деформированный чехол, сложенный рифейскими, палеозойскими и нижнемезозойскими (домеловыми) осадочными и вулканогенными отложениями. Долгие годы ОМ классифицировался как срединный, т.е. располагающийся внутри мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области, и считался главным источником сведений о ранних стадиях ее развития.

С начала 90-х годов XX в. появились аккреционные модели тектоники Северо-Востока Азии. ОМ рассматривается либо как фрагмент некогда разрушенного кратона (автономный террейн), либо как элемент композитного Колымо-Омолонского супертеррейна [5, 28]. В то же время ОМ не перестает привлекать к

себе внимание как специфическая минерагеническая провинция, где выявлены промышленно перспективные домезозойские объекты – железистые кварциты, Au-Ag руды, россыпи золота и др.

Главенствующую роль в фанерозойской истории ОМ играл палеозойский вулканизм [6, 9, 17 и др.]. Наиболее актуальным остается исследование среднепалеозойских вулканитов, распространенных шире всего и вмещающих наиболее крупные из известных на массиве золоторудных месторождений (Кубака, Биркачан, Ольча).

В статье обобщены все имеющиеся на сегодня геохронометрические данные по среднепалеозойским вулканогенным образованиям ОМ, включая впервые полученные авторами U-Pb SHRIMP-датировки акцессорных цирконов. Основной объем использованной аналитической информации хранится в электронной базе данных (БД) “ГЕОХРОН”, которая была создана в 1994–1995 гг. в лаборатории изо-

топной геохронологии и геохимии СВКНИИ под общим руководством И.Н. Котляра [1]. БД включает материалы К-Аг и Rb-Sr изохронного датирования горных пород и минералов, накопленные на Северо-Востоке России за весь период существования здесь радиогеохронометрической службы (с 1958 г.). Геологическая интерпретация выполнена на основе методологического подхода к анализу больших массивов изотопных данных, разработанного И.Н. Котляром и И.Л. Жулановой [10–12, 15]. Он позволил конкретизировать момент начала среднепалеозойского вулканизма и реконструировать последующую термальную историю ОМ, особенности которой необходимо учитывать при решении геохронологических, петрологических и металлогенических задач.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

Современная структура ОМ гетерогенна: ясно обособлены его центральная часть – так называемая Юагирская глыба, где фундамент приближен к эрозионной поверхности, и в разной степени прогнутые периферические элементы. Характерную принадлежность Юагирской глыбы составляют вулканы, в то время как на периферии преобладает терригенный тип разрезов. Юагирская глыба, в свою очередь, подразделяется на Кедонское (Верхнеомолонское) и Рассошинское поднятия, разделенные Долонанской поперечной зоной (рис. 1).

Древнейшие вулканогенные образования чехла ОМ представлены трахибазальтами и базальтами сезамской свиты, распространенной на Рассошинском поднятии. Они образуют маломощные покровы среди пестроцветных аркозовых песчаников с редкими линзами известняков и конгломератов (общая мощность вулканотерригенной толщи 250–350 м, свиты в целом – до 850 м). Единичные покровы базальтов отмечаются также в нижележащей визуальнинской свите. Первоначально они обе датировались в диапазоне от рифея до ордовика, а сейчас по комплексу геологических, в т. ч. палеонтологических, данных определяются как раннекембрийские [3]. На той же площади распространены залежи и дайки основных пород, небольшие дифференцированные интрузии ультрабазит-базитов, которые объединяются вместе с вулканидами в пикрит-диабаз-базальтовую ассоциацию, или сезамский вулканоплутонический комплекс [17].

Следующий стратиграфический уровень, для которого характерен вулканизм, – средний палеозой. Его полнее всего представляет кедонская серия, выходы которой занимают около 20 % площади совре-

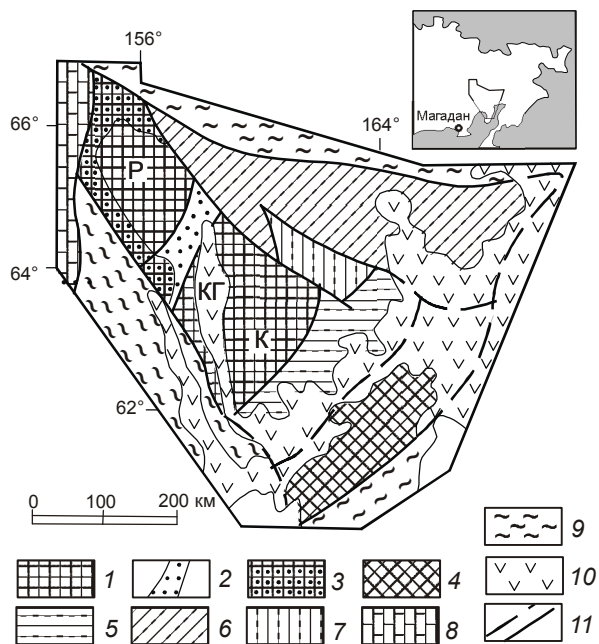


Рис. 1. Тектоническая схема Омолонского массива и его обрамления, по [18], с изменениями.

1–7 – Омолонский массив: 1–3 – Юагирская глыба: 1 – Рассошинское (Р) и Кедонское (К) поднятия, 2 – Долонанская поперечная зона, 3 – Кедонское “перикратонная” зона; 4 – Тайгоносский блок, 5 – Гижигинская межглыбовая зона, 6 – Моланджинская зона, 7 – Хуличанская впадина; 8–9 – Структуры обрамления: 8 – Приколымское поднятие, 9 – мезозойские складчатые зоны; 10 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и оперяющий его Конгинский (КГ) вулканоплутонический ряд; 11 – главные разломы.

менного эрозионного среза массива. В пределах Юагирской глыбы они встречаются повсеместно, образуя чаще всего субизометричные или неправильные ареалы (с юга на север): Ольдянинско-Коаргычанский, Кедонский, Абкитский, Рассошинский, Токур-Юряхский, а на юго-восточном краю глыбы – Анмандыканскую вулканическую зону, вытянутую на северо-восток (рис. 2). Серию слагают субэральные пестроцветные вулканы, преимущественно кислого, в меньшей мере среднего и основного состава, нередко с повышенной калиевой щелочностью (игнимбриты, лавы и туфы риолитов, трахириолитов, трахитов, трахидацитов, андезитов, трахиандезитов, андезибазальты, базальты), включающие прослои и линзы вулканомиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов, туфоалевролитов, туффитов, аргиллитов.

Наиболее обширен Кедонский ареал (бассейн верхнего и среднего течения р. Кедон, левого притока р. Омолон). Здесь мощность стратифицированной толщи лав, игнимбритов и туфов риолитов, трахириолитов, дацитов, с подчиненным количеством анде-



Рис. 2. Схема геохронометрического опробования среднепалеозойских вулканитов Омолонского массива на геолого-тектонической основе, по [18], с изменениями.

1 – выступы дорифейского фундамента; 2–9 – чехол: 2–3 – нижний структурный ярус: 2 – осадочные отложения (рифей–ордовик), 3 – вулканогенные образования основного состава (кембрий, сезамская свита); 4–7 – средний структурный ярус (девон): 4 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, 5–7 – субазральные вулканогенные образования (кедонская серия): 5 – трахиандезибазалты–трахириолиты, 6 – преимущественно лавы, игнимбриты, туфы риолитов, трахириолитов, дацитов, 7 – лавы, игнимбриты, туфы риолитов, трахириолитов, андезиты, трахиандезиты; 8–9 – верхний структурный ярус: 8 – осадочные отложения (нижний карбон–средняя юра), 9 – трахиандезиты–риолиты (верхняя юра–нижний мел); 10 – структуры складчатого обрамления массива; 11 – меловые вулканогенные образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 12–14 – интрузивные комплексы: 12–13 – ранний палеозой: 12 – щелочносиенитовый–нордмаркитовый анмандыканский, 13 – диорит-гранодиоритовый абкитский, 14 – среднепалеозойский граносиенитовый–алюрийский; 15 – гранитоиды раннего мела; 16 – геологические границы; 17 – разломы; 18 – точки отбора проб на изотопное датирование методами: а – K-Ar, б – Rb-Sr, в – U-Pb.

Цифры в кружках: 1 – Анмандыканская вулканическая зона, 2–6 – вулканические ареалы: 2 – Ольянинско-Коаргычанский, 3 – Кедонский, 4 – Абкитский, 5 – Рассошинский, 6 – Токур-Юряхский.

зитов, трахиандезитов, трахиандезибазалтов, достигает 1500–2000 м. В северной части массива, в Токур-Юряхском ареале, преобладают трахиандезибазалты–трахириолиты, а южнее – в Рассошинском, наряду с риолитами, риодацитами, дацитами, часто встречаются андезиты, базальты и их субщелочные

разновидности [17, 18]. На TAS-диаграмме хорошо читаются черты сходства и отличия вулканитов кедонской серии, распространенных в разных частях ОМ (рис. 3, табл. 1).

История изучения среднепалеозойских вулканитов района ведет свой отсчет с середины 30-х гг.

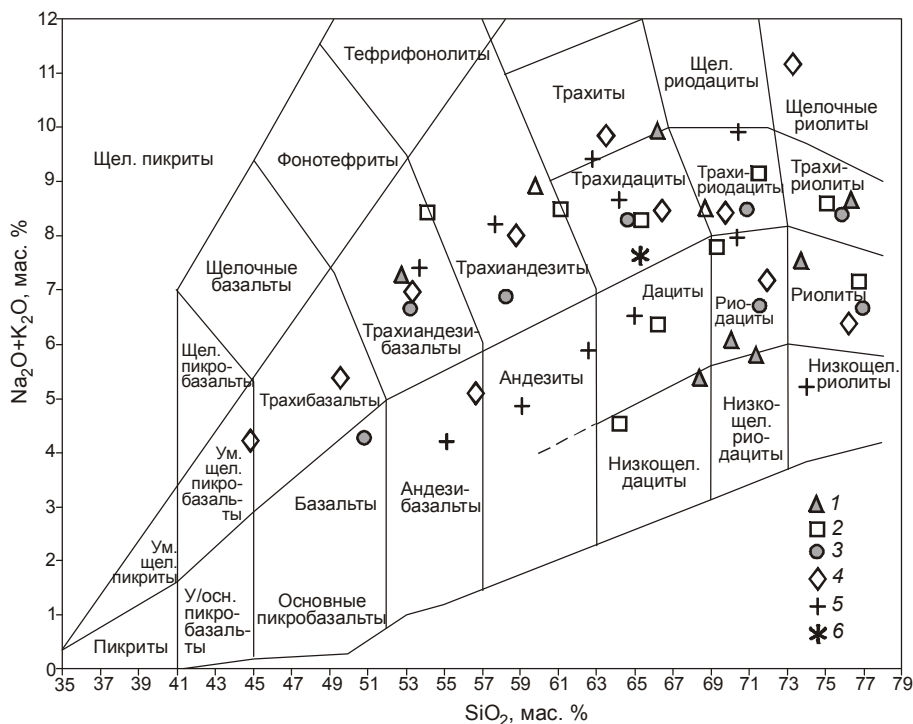


Рис. 3. Диаграмма “Сумма щелочей – кремнезем (TAS)” для среднепалеозойских вулканических пород Омолонского массива. Границы полей – по [20].

Значками показаны средние составы вулканитов кедонской серии в пределах: 1 – Анмандыканской вулканической зоны, 2–6 – вулканических ареалов: 2 – Ольдянинско-Коаргычанского, 3 – Кедонского, 4 – Абкитского, 5 – Рассошинского, 6 – Токур-Юряхского.

XX в., однако сложность внутреннего строения вулканических полей, сильная фациальная изменчивость разрезов, их бедность органическими остатками не позволили выработать единого мнения о нижней и верхней границах кедонской серии и ее общем стратиграфическом объеме [2, 4, 9, 18, 24, 29]. Геологически нижняя граница серии определяется несогласным налеганием вулканитов на дорифейские кристаллические образования, карбонатно-терригенные отложения рифея и ордовика (нижний и средний отделы), раннепалеозойские (прорывающие ордовик) интрузивные массивы гранитоидов и щелочных пород (соответственно абкитский и анмандыканский комплексы). Из органических остатков в низах разреза кедонской серии (бассейн р. Токур-Юрях) известны единичные находки позднеживетских брахиопод и среднедевонских кораллов. На юге Юкагирской глыбы в верхней части разреза установлена ископаемая флора фаменского возраста. По этим данным возраст серии ограничивается второй половиной среднего–концом позднего девона (поздний живет–поздний фамен) [2, 4], но остается неопределенность в точной датировке нижней границы, расхождения – в трактовке верхней. Согласно наиболее широко рас-

пространенной точке зрения, кедонскую серию сменили во времени терригенные отложения позднедевонско-раннекаменноугольной крестикской свиты, накопление которых происходило в самостоятельной – Ауланджинской – структурно-формационной зоне, прилегающей к Юкагирской глыбе с юго-востока [2, 6, 18, 24, 29].

При средне- и крупномасштабном геологическом картировании в составе кедонской серии было выделено множество местных подразделений – свит и толщ, большей частью не имеющих широкого латерального распространения. Методически последовательно эти материалы обобщены в Легенде Омолонской серии листов второго поколения Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 (отв. исполнитель В.М. Шевченко, отв. редактор К.В. Симаков, 1999 г.). В разрезе кедонской серии (Юкагирская структурно-фациальная зона, подразделенная на 7 подзон) сохранены около 30 ранее выделенных стратонов (преимущественно в ранге толщ), объединенных в три подсерии. Толщи нижней подсерии (артурская, ачеканская, буреломнинская) датированы как нерасчлененные ранне-среднедевонские, средней (15 толщ) – как средне-позднедевонские. Верхняя

Таблица 1. Средний химический состав среднепалеозойских вулканических пород Омолонского массива.

№№ п/п Компоненты	Анмандыканская зона										Ольдянинско-Коаргычанский ареал									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
SiO ₂	52.81	59.83	66.19	68.42	68.72	70.06	71.37	73.72	76.34	80.74	54.11	61.13	64.26	65.34	66.30	69.36	71.48	75.11	76.79	
TiO ₂	1.23	0.62	0.44	0.31	0.33	0.36	0.37	0.24	0.15	0.28	1.12	0.66	0.71	0.46	0.45	0.25	0.24	0.14	0.15	
Al ₂ O ₃	16.64	16.83	16.90	14.80	15.84	14.76	12.77	12.77	12.13	9.57	19.70	16.66	16.04	15.55	15.86	15.56	14.47	12.39	12.64	
Fe ₂ O ₃	9.01*	6.21*	4.28*	3.78*	2.60*	4.18*	4.00*	2.15*	1.56*	2.36*	7.35*	6.26*	5.50*	4.55*	3.39*	2.74*	1.48*	1.16*	1.21*	
FeO																				
MnO	0.18	0.13	0.05	0.11	0.05	0.07	0.09	0.04	0.02	0.04	0.16	0.10	0.14	0.09	0.09	0.06	0.03	0.02	0.04	
MgO	5.32	1.98	0.31	0.84	0.30	1.02	0.69	0.29	0.07	0.53	3.03	1.36	2.02	1.29	1.41	0.67	0.51	0.29	0.19	
CaO	3.57	2.31	1.08	2.41	1.42	1.17	1.84	1.09	0.16	0.39	2.69	2.63	4.48	1.89	3.36	1.11	0.92	0.74	0.40	
Na ₂ O	4.61	3.46	6.88	1.37	3.88	3.94	4.23	3.79	0.43	1.74	6.03	5.24	3.18	4.24	3.69	4.36	3.21	1.62	3.16	
K ₂ O	2.65	5.43	3.05	3.99	4.60	2.12	1.56	3.74	8.22	2.79	2.40	3.25	1.34	4.05	2.67	3.43	5.95	6.97	3.99	
P ₂ O ₅	0.61	0.24	0.18	0.08	0.06	0.12	0.16	0.06	0.05	0.09	0.32	0.19	0.22	0.14	0.14	0.08	0.03	0.01	0.02	
п.п.п.	3.35	3.26	1.14	4.23	2.21	2.52	3.12	2.48	1.09	1.61	3.08	2.54	2.09	2.39	2.67	2.25	1.66	1.54	1.42	
Сумма	99.98	100.29	100.50	100.33	99.99	100.32	100.07	100.14	100.06	100.16	99.99	100.00	99.98	99.99	100.00	99.86	99.99	99.99	100.00	
Rb	34	104	50	103	113	57	43	69	165	66	32	61	30	85	60	115	142	81		
Sr	319	454	301	128	377	174	269	280	79	173	1136	673	812	525	601	235	94	141		
Y	24	2									19	20	23	12	13	13	2	11		
Zr	214	85	67		71	96	33	28	31		149	160	156	146	185	199	131	128		
Nb	10	1									3	3	3	5	7	8	5	9		
Количество анализов	1	6	1	3	1	1	2	2	2	3	1	2	1	5	2	1	3	7	4	

№№ проб Компоненты	Кедонский ареал										Абкитский ареал									
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	50.79	53.22	58.25	64.64	70.87	71.57	75.85	76.99	79.44	44.86	49.56	53.32	56.64	58.79	63.47	66.46	69.76	71.98	73.36	76.20
TiO ₂	1.03	0.89	0.70	0.47	0.26	0.24	0.10	0.13	0.12	1.17	1.54	1.17	1.06	0.66	0.58	0.50	0.33	0.28	0.15	0.13
Al ₂ O ₃	17.61	17.91	16.48	15.91	15.18	13.65	13.15	11.80	10.84	14.80	16.67	16.80	17.10	15.70	16.10	15.88	15.31	13.98	14.25	12.61
Fe ₂ O ₃	8.63*	8.46*	6.80*	5.04*	1.90*	2.17*	1.22*	1.33*	1.21*	3.97	5.78	4.06	2.78	4.90	3.46	2.67	2.37*	1.75	0.30	0.04
FeO										4.89	3.76	4.78	4.38	1.43	0.83	1.30	1.40	1.22	0.43	
MnO	0.15	0.16	0.12	0.09	0.06	0.08	0.02	0.05	0.02	0.22	0.20	0.18	0.20	0.12	0.12	0.08	0.05	0.05	0.03	
MgO	5.19	3.48	2.71	1.04	0.47	0.49	0.03	0.25	0.20	3.80	3.36	3.90	3.44	1.79	1.15	0.82	0.52	0.81	0.54	0.39
CaO	8.64	4.94	4.05	2.23	1.18	1.97	0.18	0.89	0.09	12.40	6.92	4.87	4.46	4.13	1.95	1.28	0.95	1.01	0.20	0.32
Na ₂ O	2.75	3.99	4.08	4.50	4.17	2.32	3.47	2.24	1.27	2.60	3.35	4.04	4.00	2.84	5.45	4.59	4.36	3.07	5.80	2.48
K ₂ O	1.50	2.65	2.79	3.80	4.31	4.39	4.93	4.43	5.46	1.60	2.03	2.92	1.10	5.16	4.40	3.87	4.06	4.11	5.38	3.89
P ₂ O ₅	0.24	0.26	0.24	0.15	0.10	0.05	0.01	0.03	0.02	0.44	0.39	0.32	0.28	0.26	0.18	0.18	0.07	0.09	0.06	0.04
п.п.п.	3.45	4.03	3.53	2.13	1.50	3.08	1.06	1.86	1.38	8.44	5.07	3.02	2.60	3.98	2.08	2.23	2.21	1.89	1.08	1.92
Сумма	99.98	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	99.99	100.00	100.00	99.19	99.33	99.37	98.04	99.76	99.76	99.74	100.00	100.08	102.39	99.86

Таблица 1. (Продолжение).

№№ проб Компоненты	Келдонский ареал										Абкитский ареал									
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
Rb	20	47	49	64	93	80	80	74	95											
Sr	701	750	799	694	428	239	122	204	64											
Y	16	14	16	11	13	12	23	10	4											
Zr	111	118	162	156	158	160	143	122	151											
Nb	4	3	5	5	4	6	7	7	3											
Количество анализов	1	3	8	5	3	4	9	12	2	1	7	2	1	7	2	5	3	4	1	6
№№ проб Компоненты	Рассопшинский ареал										Токур-Юряхский ареал									
	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51								
SiO ₂	53.71	55.10	57.78	59.12	62.64	62.82	64.22	65.04	70.41	70.43	74.02	65.26								
TiO ₂	0.60	0.80	0.72	0.68	0.49	0.87	0.46	0.39	0.29	0.26	0.26	0.44								
Al ₂ O ₃	21.08	16.73	17.19	15.84	14.93	18.60	16.15	16.19	14.57	14.54	12.36	15.95								
Fe ₂ O ₃	5.52*	8.70*	7.25*	7.14*	4.55*	2.07*	1.53	2.21	0.88	2.73*	2.21*	2.98								
FeO						2.07	2.07	3.06	1.72			0.98								
MnO	0.19	0.09	0.12	0.13	0.18	0.12	0.11	0.09	0.08	0.05	0.08	0.10								
MgO	2.08	1.69	2.20	2.68	0.97	1.10	1.55	1.42	0.94	0.50	1.69	0.84								
CaO	6.70	5.69	3.65	4.92	4.58	3.30	1.83	2.43	1.11	0.57	1.35	2.41								
Na ₂ O	5.19	3.33	4.64	3.13	2.05	9.23	4.39	3.60	3.37	4.34	2.20	3.56								
K ₂ O	2.21	0.85	3.56	1.74	3.82	0.18	4.28	2.91	4.59	5.58	3.01	4.05								
P ₂ O ₅	0.20	0.23	0.28	0.23	0.13	0.31	0.16	0.13	0.08	0.06	0.11	0.14								
п.п.п.	2.55	6.81	2.59	4.39	5.67	1.40	2.43	1.42	1.63	0.93	2.57	2.52								
Сумма	100.03	99.99	99.99	99.99	100.00	100.00	99.99	99.67	100.07	99.99	99.82	99.63								
Rb	62		74	32	104	3	84		105	104	69									
Sr	809		607	455	150	369	311		297	230	206									
Y	11		12	9	19	10	13		4	14										
Zr	206		149	132	167	181	190		106	160	118									
Nb	3		4	2	8	2	7		4	11	3									
Количество анализов	1	2	11	4	1	1	4	3	5	1	2	1								

подсерия включает 4 верхнедевонских, 5 – верхнедевонско-нижнекаменноугольных толщ и три свиты нижнего карбона (снизу вверх: бургалийская [23, 27], важненская, катюшинская).

Предметом наиболее острой дискуссии остается природа вулканитов, вмещающих месторождение Кубака (центральная часть Анмандыканской зоны). По результатам крупномасштабного картирования, выполненного в 80-е гг., они выделены в кубакинскую толщу, мощность и объем которой определяются по-разному. Согласно В.Н. Егорову и П.А. Шерстобитову, кубакинская толща (кислые лавы и игнимбриты, туфтиты, туфопесчаники, лавы и туфы кварцевых латитов, трахиандезитов; мощность 300–750 м) завершала девонский вулканизм, вслед за чем, после небольшого перерыва, накапливались вулканогенные отложения позднего девона–раннего карбона (гурникская толща) [8].

И.Н. Котляр описывает кубакинскую толщу как сложную совокупность эффузивных, пирокластических и вулканомиктовых образований, мощность которых варьирует от 400 до 1200 м. Ее формирование знаменовало новый этап, относящийся к визейскому веку раннего карбона и примечательный нарушением гомодромности общего тренда эволюции палеозойского вулканизма – сменой формации риолитов формацией трахиандезитов-трахитов [13, 14].

В Легенде Омолонской серии листов кубакинской толще придан средне-позднедевонский возраст, а выше последовательно помещены позднедевонско-раннекаменноугольная гурникская толща (туфы и лавы кислого состава, туфопесчаники и др.) и раннекаменноугольная – одинокинская (лавы и туфы трахиандезитов, латитов, трахитов, туфопесчаники и др.). В более поздней работе В.Н. Егорова [9] одинокинская толща совместно с нижележащей крестикской свитой выделены в ауланджинский вулканогенно-осадочный комплекс, отвечающий формации вул-

каногенной молассы и слагающий самостоятельную структурно-формационную зону.

По мнению М.Х. Гагиева, опирающемуся на палеонтологические данные, в кубакинскую толщу при крупномасштабном картировании оказались включены образования, принадлежащие отчасти кедонской серии (возраст которой он определяет как поздний живет–поздний фамен, кроме наиболее поздней стадии), но преимущественно – бургалинской толще (турне и, предположительно, самые поздние стадии позднего фамена) [4].

Вулканогенным накоплениям кедонской серии синхронны многочисленные, разнообразные по размерам и морфологии субвулканические тела базальт-андезит-риолитового состава.

На послевизейском уровне палеозойского разреза Юкагирской глыбы вулканогенные образования отсутствуют. В периферических зонах ОМ (Коркодонская, Намындыкано-Моланджинская) локально развиты маломощные (170–700 м) толщи, в которых с терригенными отложениями переслаиваются туфы и лавы базальтов, трахибазальтов, реже андезибазальтов и андезитов. Они датируются средним–поздним либо поздним карбоном (рагульнинская и прощальнинская толщи, кчевская свита в Легенде Омолонской серии листов).

Интрузивные образования палеозойского возраста на ОМ развиты широко. Но радиохронологические они охарактеризованы слабо, а геологические данные об их возрасте, последовательности формирования, взаимосвязи с вулканитами противоречивы [9, 17, 29, 31 и др.].

МЕТОДИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Геологическая интерпретация значений изотопного возраста горных пород, минералов и руд составляет основной вопрос радиогеохронологии,

Примечание к таблице 1. 1 – трахиандезибазальт, 2 – трахиандезит, 3 – трахит, 4 – низкощелочной дацит, 5 – трахириодацит, 6 – туф риодацита, 7 – низкощелочной риодацит, 8 – риолит, 9 – трахириолит, 10 – ультракислый риолит, 11 – трахиандезибазальт, 12 – трахиандезит, 13 – низкощелочной дацит, 14 – трахидацит, 15 – дацит, 16 – риодацит, 17 – трахириодацит, 18 – трахириолит, 19 – риолит, 20 – базальт, 21 – трахиандезибазальт, 22 – трахиандезит, 23 – трахидацит, 24 – трахириодацит, 25 – риодацит, 26 – трахириолит, 27 – риолит, 28 – ультракислый риолит, 29 – умереннощелочной пикробазальт, 30 – трахибазальт, 31 – трахиандезибазальт, 32 – андезибазальт, 33 – трахиандезит, 34 – трахит, 35 – трахидацит, 36 – трахириодацит, 37 – риодацит, 38 – щелочной риолит, 39 – риолит, 40 – трахиандезибазальт, 41 – андезибазальт, 42 – трахиандезит, 43 – туф андезита, 44 – андезит, 45 – трахит, 46 – трахидацит, 47 – дацит, 48 – риодацит, 49 – трахириодацит, 50 – низкощелочной риолит, 51 – туф трахидацита.

Составы породных групп рассчитаны по материалам коллекций авторов: В.Н. Егоров (1997, 1999, 2001), И.Н. Котляр (1986, 1993), П.П. Лычагин (1972), Б.Г. Жуланов (1997), П.А. Шерстобитов (2000, 2001), П.Ю. Рожков (1996), М.И. Фомина (1998), К.С. Алексеев (2007), В.П. Показаньев (1966, 1968), И.Ю. Габак (1970, 1972), Д.С. Писаренко (2007), В.А. Ковальчук (1967), В.В. Ганин (1966). Анализы выполнены в ЦХЛ ПГО “Севостгеология”, Аналитической лаборатории ГП “Магадангеология” и лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН.

Оксиды – %; малые элементы – г/т; * – Fe₂O₃ (общее), определено рентгенофлуоресцентным методом в СВКНИИ ДВО РАН.

поскольку подходы к ней неоднозначны, а выводы, строящиеся на одних и тех же данных, нередко оказываются взаимоисключающими. Особенно остро стоит вопрос о согласовании результатов, получаемых с помощью различных геохронометров.

Долгие годы наиболее широко востребованным являлся К-Аг метод, что связано с его высокой производительностью и возможностью применения к широкому кругу объектов. В то же время, К-Аг датировки заведомо разновозрастных образований обнаруживают, как правило, большой разброс (“несходящиеся значения” [7]), что породило скептическое отношение к методу как таковому. Эта тенденция особенно усилилась с появлением методик и приборов, позволяющих оперативно исследовать исчезающе малые объемы вещества ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование, локальная цирконометрия на ионных микроанализаторах и др.). В результате сегодня не только специалисты по изотопии, но даже геологи готовы признать возможности К-Аг геохронометрии исчерпанными. Но тут следует напомнить, что К-Аг метод остается фундаментом любых историко-геологических построений, поскольку на его основе калибровано большинство границ Общей стратиграфической шкалы (Шкалы геологического времени) [30, 33]. К тому же известно, что К-Аг информация никогда не использовалась во всем объеме: феномен “несходящихся значений” позволял игнорировать нежелательные датировки – произвольно объявлять их омоложенными, удревненными или вовсе не имеющими геологического смысла.

Особое значение в истории К-Аг датирования имело внедрение статистических методов обработки данных, прежде всего – построение гистограмм. После знаменитой работы Г. Гастила (G. Gastil) [32] гистограммы стали использоваться как наиболее простой инструмент выявления этапов эндогенной активности в эволюции тектонических структур: их индикаторами считаются участки концентрации датировок на оси времени (максимумы на гистограммах). Вместе с тем применение гистограмм вошло в противоречие с тогда же предложенной методикой определения возраста магматических и метаморфических комплексов по древнейшим (реликтовым) датировкам [19, 22].

Целенаправленное исследование данных, хранящихся в БД “ГЕОХРОН”, показало, что на самом деле оба подхода взаимно дополняют друг друга [11, 15]. Гистограммы служат источником сведений о поведении пары “материнский – дочерний изотоп” с момента ее обособления как индиви-

дуализированной геохимической системы (“закрытия”) донныне. А значения, выявляемые при этом в качестве древнейших (реликтовые), действительно могут трактоваться как максимально приближенные к истинному геологическому возрасту объекта (если совсем строго – как его минимальный возраст). Выявилась и принципиальная новизна: вопреки сложившемуся априори мнению, индикаторами эндогенной активности (времени проявления термальных событий) выступают, по нашим данным, не максимумы, а минимумы гистограмм (которые обнаруживаются, как понятно, только при полимодальном характере последних).

Основанием для этого вывода послужил анализ выборок, характеризующих заведомо разновозрастные магматические тела: однофазные интрузии, вулканические покровы и т.п., поскольку для них полимодальность (проявленная в магматических комплексах Северо-Востока Азии практически повсеместно [15]) выступает как бесспорное свидетельство нарушения изотопных систем. Из геологических соображений следует, что причиной появления минимумов служит физическая неоднородность среды, в силу которой при наложенных процессах ранее накопившийся дочерний изотоп из одних участков удаляется полностью, из других – частично. Соотношение этих двух тенденций, имеющих вероятностный характер, и определяет глубину минимума на гистограмме – вплоть до появления разрывов. Учитывая, что теоретически полимодальность гистограмм может быть обусловлена и посторонними факторами (например, неравномерностью опробования), для оценки значимости минимумов предложено использовать математические критерии [11. С. 54–58]). И тут оказываются востребованы все имеющиеся датировки (и чем их больше, тем надежнее результат).

Другие методические новации в интерпретации гистограмм заключаются в следующем:

- даты, следующие после минимумов первыми, фиксируют начальные моменты повторного включения изотопных часов в тех породах, которые под воздействием предшествующего термального события испытали полную перестройку;

- максимумы (отрезки гистограмм, заключенные между двумя минимумами) имеют сложную природу. В общем случае их рисунок – это совокупный эффект двух факторов: 1) длительных, сравнительно с термальными событиями, тектонических пауз (когда и происходит массовое включение изотопных часов); 2) частичных потерь дочернего изотопа, связанных со вторым и более поздними термальными событиями;

– при достаточной представительности выборок с гистограмм могут быть считаны сведения об относительной интенсивности ряда последовательных термальных событий.

Имеющиеся материалы показывают, что новый подход в принципе приложим не только к К-Аг, но и к Rb-Sr изохронным датировкам, а также ко всем другим представительным совокупностям “несходящихся значений” возраста [11, 16].

РЕЗУЛЬТАТЫ

В БД “ГЕОХРОН” хранится 111 К-Аг датировок валовых проб пород, сопутствующая геологическая информация по которым позволяет уверенно отнести их к кедонской серии. Определения выполнены в 1965–2007 гг. по коллекциям разных авторов в СВКНИИ ДВО РАН; описание аппаратуры, методики и условий анализа в соответствующие годы, сведения об исполнителях приведены в [15]. Для этой выборки с помощью средств ISOPLOT, с учетом ошибки измерения $\pm 1\sigma$ [34], построена гистограмма (рис. 4, табл. 2). На нее вынесены, кроме того, 5 Rb-Sr изохронных датировок, обеспеченных необходимой геологической и аналитической информацией (сведения об источниках см. ниже), и наши данные по аксессуарным цирконам.

Анализ рис. 4 позволяет сделать выводы как о времени формирования (возрасте) пород кедонской серии, так и о хронологии последующих термальных событий на территории распространения среднепалеозойских вулканитов (Юкагирская глыба Ом). Но сначала изложим результаты U-Pb SHRIMP-датирования цирконов, произведенного впервые.

Определения выполнены в 2008 г. в ЦИИ ВСЕГЕИ на ионном микроанализаторе SHRIMP-II по стандартной методике под общим руководством С.А. Сергеева. Были исследованы аксессуарные цирконы из 2-х проб пород кедонской серии, отобранных по просьбе авторов летом 2007 г. геологами ОАО “Дукатская ГГК”. Место отбора – запад Рассошинского ареала (рис. 2), бассейн руч. Артур, стратотипическая местность ниже-среднедевонской артурской толщи, как она показана в Легенде Омолонской серии листов.

Проба № 3229 (вес около 500 г). Полифировый трахидацит ($Na_2O+K_2O = 7.1$; $SiO_2 = 63.6$ мас. %)*. Во вкрапленниках присутствуют серицитизирован-

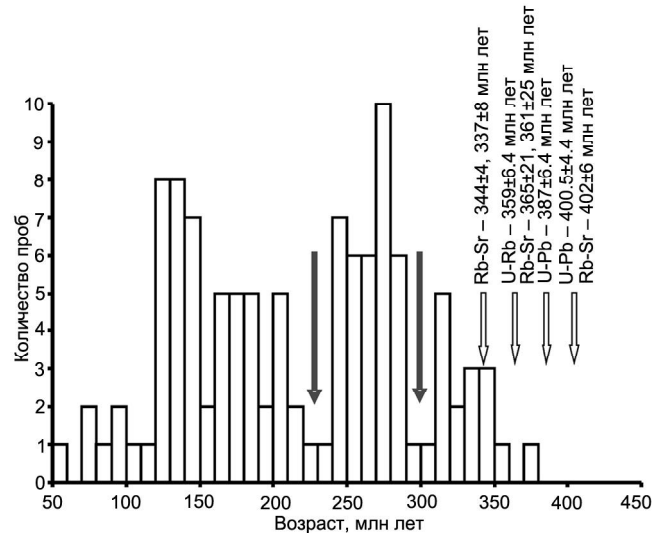


Рис. 4. Результаты изотопного датирования среднепалеозойских вулканических пород Омолонского массива.

Гистограмма – К-Аг датировки (111 проб); стрелки: незалитые – Rb-Sr изохронные и U-Pb датировки, черные – статистически значимые минимумы.

ный и карбонатизированный плагиоклаз, полные псевдоморфозы кальцита и тонкочешуйчатого слюдистого агрегата по опациitized роговой обманке (?), редкие крупные чешуи мусковитизированного биотита. Во фракции циркона исследованы U-Pb изотопные системы 11-ти зерен, по одной точке на зерно. На диаграмме в координатах $^{206}Pb/^{238}U - ^{207}Pb/^{235}U$ фигуративные точки легли либо на конкордию, либо в непосредственной близости от нее. Датировки варьируют от 410 ± 20 до 371 ± 24 млн лет (рис. 5, табл. 3). Их распределение соответствует нормальному закону, что позволило рассчитать средневзвешенный возраст. Он составил 387.6 ± 6.4 млн лет, СКВО = 0.014, вероятность конкордантности 0.91.

Проба № 3765 (вес около 500 г). Лавобрекчия андезита ($Na_2O+K_2O = 5.9$, $SiO_2 = 62.6$ мас. %) с крупными (0.5–2 см) угловатыми литокластами альбитофиров и микроплагиогранита. Среди фенокристов преобладает плагиоклаз, присутствуют единичные зерна калинатрового полевого шпата. Темноцветные вкрапленники представлены редкими чешуями мусковитизированного биотита и опациitized роговой обманкой, почти полностью замещенной кальцитом и тонкочешуйчатым слюдистым агрегатом. Порода интенсивно карбонатизирована. В цирконах лавобрекчии проанализировано 12 зерен (точек). На диаграмме фигуративные точки образуют две группы, различающиеся с вероятностью 0.99. Первая объединяет 8 точек ($416 \pm 14.2 - 390 \pm 10.8$ млн

*Силикатный анализ обеих проб выполнен в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН, аналитики В.И. Мануйлова, Т.Д. Борходоева, под общим руководством В.Я. Борходоева.

Таблица 2. Материалы К-Аг датирования среднепалеозойских вулканических пород Омолонского массива.

№№ п/п	Горная порода	Автор коллекции, год	Номер пробы	K, %	Ag, нг/г	Возраст ± σ, млн лет
1	2	3	4	5	6	7
Анмандыканская зона						
1	Трахиандезибазальт	Егоров В.Н., 1997	202/4	2.2	21.1	131±2
2	Риодацит субвулканический	Котляр И.Н., 1986	53	2.7	26.2	134±2
3	Трахиандезит	Егоров В.Н., 1997	204	3.0	29.0	136±3
4	Трахиандезит	Котляр И.Н., 1986	51	2.3	28.7	174±3
5	Туф трахириодацита	Котляр И.Н., 1986	61	1.9	29.1	208±7
6	Туф риолита	Котляр И.Н., 1986	70А	0.9	17.8	254±6
7	Тефроид риолита	Котляр И.Н., 1986	74	3.2	66.3	273±3
8	Дацит	Котляр И.Н., 1986	57Б	2.8	58.5	275±5
Ольдянинско-Коаргычанский ареал						
9	Риолит	Егоров В.Н., 1999	1681/6	3.5	14.5	59±1
10	Трахиандезит	Егоров В.Н., 1997	2041-2	2.6	23.1	125±5
11	Трахиандезит	Егоров В.Н., 1997	2041-5	2.9	26.9	129±6
12	Трахириодацит	Егоров В.Н., 1997	5\2	4.2	41.7	139±3
13	Трахиандезибазальт	Егоров В.Н., 1997	294/2	2.0	21.8	149±2
14	Риодацит	Лычагин П.П., 1972	30	4.0	52.3	178±10
15	Трахидацит	Егоров В.Н., 1997	5	3.1	41.9	185±2
16	Дацит	Егоров В.Н., 1997	2005/2	3.2	49.2	207±6
17	Риолит	Егоров В.Н., 1997	8\4	4.7	74.5	217±3
18	Трахидацит	Егоров В.Н., 1997	2013/2	3.5	56.8	223±4
19	Трахидацит	Егоров В.Н., 1997	8	4.3	75.1	237±2
20	Риолит	Егоров В.Н., 1997	8\1	2.8	50.0	245±11
21	Трахиандезит	Егоров В.Н., 1997	2013/6	3.2	57.6	246±5
22	Сферолоид дацита	Жуланов Б.Г., 1997	4	8.1	153.0	254±14
23	Трахириолит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-8п	6.3	120.1	256±1
24	Трахидацит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-2а	7.1	137.7	262±2
25	Трахириолит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-6п	6.8	135.1	264±5
26	Игнимбриг риолита	Егоров В.Н., 1997	1526/6	2.8	55.9	269±4
27	Трахириолит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-11п	7.5	150.3	269.5±1
28	Трахириолит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-9п	6.2	125.3	270±1
29	Игнимбриг трахириолита	Егоров В.Н., 1997	1512-2А	3.7	75.4	274±3
30	Трахириолит	Егоров В.Н., 1999	1692/2	4.3	87.3	274±7
31	Трахириодацит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-7п	7.4	153.6	277±5
32	Трахидацит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-3г	7.4	157.2	282±2
33	Трахириолит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-5п	7.2	152.6	284±1
34	Трахидацит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-4г	6.3	135.6	285±1
35	Трахириодацит	Егоров В.Н., 1999	1692/1	3.7	79.0	286±9
Кедонский ареал						
36	Андезит	Иванов О.Н.	337	4.4	22.1	71±2
37	Трахириодацит	Егоров В.Н., 1999	1623/7	6.2	42.7	96±1
38	Порфир кварц-ПШ	Дорогой В.Н., 1962	78	2.0	17.9	123±2
39	Трахидацит	Егоров В.Н., 1999	2132/35	3.4	29.9	124±2
40	Трахидацит	Егоров В.Н., 1997	2057/4	3.9	35.1	125±9
41	Порфир	Иевлев Л.В., 1961	8а	2.4	22.2	128±3
42	Риодацит	Егоров В.Н., 1999	1710/4	4.3	40.0	131±1
43	Трахириолит	Егоров В.Н., 1999	1664/2	3.9	36.9	132±2
44	Трахидацит	Егоров В.Н., 1999	1619/11	2.8	29.5	146±1
45	Трахиандезит	Егоров В.Н. 1997	2058/5	3.3	34.8	147±2
46	Игнимбриг трахидацита	Егоров В.Н., 1997	331	3.0	32.5	148±2
47	Риодацит	Егоров В.Н., 1997	2132/15	3.7	43.4	163±1
48	Риодацит	Гусаров Б.М., 1966	1585	2.6	31.8	170±2
49	Риолит	Егоров В.Н., 1999	1580/2	4.7	61.8	182±2
50	Трахириодацит	Егоров В.Н., 1999	1745/4	4.1	55.1	183±5
51	Трахиандезит	Егоров В.Н., 1997	306/3	1.0	13.7	186±3
52	Дацит	Тимофеев П.Ф.	4167	3.1	42.5	188±2
53	Ультракислый риолит	Егоров В.Н., 1997	305/9	3.8	58.1	209±3
54	Трахиандезит	Егоров В.Н., 1999	460а/5	3.2	57.2	240±3
55	Риолит	Егоров В.Н., 1999	5071-5	2.8	51.6	248±3
56	Трахиандезибазальт	Егоров В.Н., 1999	1695/6	3.7	74.1	271±3
57	Трахиандезибазальт	Котляр И.Н., 1993	254-2/Юн-93	1.4	32.9	313±1

Таблица 2. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7
58	Андезит	Егоров В.Н., 1999	435/9	2.2	53.1	321±6
59	Базальт	Котляр И.Н., 1993	252-1/Юн-93	1.3	30.6	323±1
Абкитский ареал						
60	Ум. щел. пикробазальт	Шерстобитов П.А., 2001	35/2	1.5	8.2	76±2
61	Трахибазальт	Шерстобитов П.А., 2001	1049	1.4	9.8	96±1
62	Трахиандезит	Шерстобитов П.А., 2000	3001/2	8.9	78.8	123±2
63	Трахиандезит	Шерстобитов П.А., 2001	26/3	2.9	25.9	125±6
64	Низкощелочной риолит	Шерстобитов П.А., 2001	66/1	4.3	41.5	135±2
65	Риолит	Симаков К.С., 1965	368-7	3.8	37.4	136±2
66	Альбитофир	Симаков К.С., 1965	370	3.8	38.9	143±2
67	Игнимбрит комендита	Шерстобитов П.А., 2000	87/2	4.7	49.6	146.5±2
68	Трахиандезибазальт	Шерстобитов П.А., 2000	3074/11	1.7	18.1	148±2
69	Риодацит	Шерстобитов П.А., 2000	86/4	3.0	33.1	154±2
70	Трахидацит	Рожков П.Ю., 1996	312	3.0	34.7	158±2
71	Трахириодацит	Рожков П.Ю., 1996	313	4.1	50.2	169±7
72	Трахибазальт	Рожков П.Ю., 1996	306	1.2	14.8	170±6
73	Риолит	Шульгина Н.И., 1968	107	5.2	64.6	172±2
74	Риолит	Шульгина Н.И., 1968	101/2	4.7	60.2	176±2
75	Дациит	Симаков К.В., 1965	371	3.4	44.0	177±2
76	Альбитофир	Симаков К.В., 1965	371а	4.0	56.5	193±2
77	Риолит	Рожков П.Ю., 1996	202п	2.7	38.6	194.5±6
78	Риолит	Рожков П.Ю., 1996	203п	3.6	54.8	206±4
79	Трахириодацит	Рожков П.Ю., 1996	314	1.9	29.6	207±3
80	Трахидацит	Шерстобитов П.А., 2000	1060/6	3.5	62.2	243±2
81	Деленит-порфир	Симаков К.В., 1965	361-3	2.6	47.5	245±2
82	Трахидацит	Фомина М.И., 1998	01-5/дж98	3.2	58.1	247±10
83	Трахидацит	Шерстобитов П.А., 2000	1009/2	3.7	69.3	255±2
84	Риодацит	Шерстобитов П.А., 2000	3028/21	3.4	65.5	259±2
85	Трахириодацит	Рожков П.Ю., 1996	313а	4.0	76.4	259±2
86	Трахиандезит	Шерстобитов П.А., 2000	39/3	2.9	57.3	266±2
87	Трахибазальт	Шерстобитов П.А., 2000	1075/3	2.3	46.9	276±2
88	Трахиандезибазальт	Шерстобитов П.А., 2000	1010/1	3.1	63.5	276±2
89	Риодацит	Рожков П.Ю., 1996	52	2.9	60.5	280±9
90	Деленит-порфир	Симаков К.В., 1965	361-4	2.4	51.5	287±2
91	Трахибазальт	Шерстобитов П.А., 2000	38/11	1.9	42.5	291±2
92	Риодацит	Рожков П.Ю., 1996	13-14	3.9	91.8	313±10
93	Риолит	Рожков П.Ю., 1996	21	3.5	85.0	318±10
94	Риолит-порфир	Рожков П.Ю., 1996	53	3.8	91.8	319±2
95	Риолит	Фомина М.И., 1996	50-204/жд96	1.6	41.8	337±14
96	Трахибазальт	Шерстобитов П.А., 2001	3042	0.7	18.4	344±15
97	Трахибазальт	Шерстобитов П.А., 2000	1004/3	1.7	45.4	346±2
Рассошинский ареал						
98	Риолит	Вялов А.Г., 1966	к-6/65	5.4	33.2	86±2
99	Игнимбрит дацита	Габак И.Ю., 1972	62	2.6	51.9	271±6
100	Трахидацит	Показаньев В.П., 1968	84	3.4	69.6	272±2
101	Дациит	Показаньев В.П., 1966	АП-44		60.4	307±6
102	Риолитовый порфир	Ковальчук В.А., 1967	2253	1.7	41.3	317±2
103	Риодацит	Ковальчук В.А., 1967	120	2.9	74.6	333±2
104	Дациит	Габак И.Ю., 1972	113	2.8	71.7	336±6
105	Трахидацит	Писаренко Д.С., 2007	3229/ДП-07	2.9	76.1	346±1
106	Низкощелочной риолит	Габак И.Ю., 1970	143	3.2	85.8	356±7
107	Лавобрекчия андезита	Алексеев К.С., 2007	3765/КА-07	3.0	85.4	372±11
Токур-Юряхский ареал						
108	Риолит	Кораго Е.А., 1971	1176	2.6	19.3	103±2
109	Риолит	Кораго Е.А., 1971	285-11	4.1	33.5	116±2
110	Риолит	Кораго Е.А., 1971	1	3.3	38.0	160±4
111	Кристаллотуф трахидацита	Ганин В.В., 1966	836	3.6	55.3	211±2

Примечание. Сведения об условиях анализа см. в тексте.

лет), конкордантный возраст которых составляет 400.5 ± 4.4 млн лет, СКВО = 0.0063, вероятность конкордантности 0.94 (рис. 6, табл. 4). Конкордантный возраст второй группы, куда входят 4 точки ($373 \pm 13.2 - 353 \pm 12$ млн лет) – 359.0 ± 6.4 млн лет, СКВО = 0.0057, вероятность конкордантности 0.99*.

Теперь обратимся к основным выводам из сопоставления геохронометрических данных на рис. 4:

1. Полимодальный характер гистограммы К-Аг датировок (чередование максимумов и минимумов) при общем размахе значений от 372 до 58 млн лет однозначно указывает на неоднократные нарушения К-Аг изотопных систем в вулканитах кедонской серии.

2. Реликтовой в исследованной совокупности является К-Аг дата 372 ± 11 млн лет из Рассошинского ареала (рис. 2, табл. 2), что отвечает франскому веку Международной стратиграфической шкалы [33]. В целом (с учетом ошибки) этот результат согласуется с позднеживетско-фаменским возрастом кедонской серии, установленным по палеонтологическим данным [2, 4] (границы интервала живет-фамен составляют $391.8 \pm 2.7 - 359.2 \pm 2.5$ млн лет [33]).

3. Древнейшая (реликтовая) Rb-Sr датировка – изохрона 402 ± 6 млн лет – получена по валовым пробам риолитов из низов кедонской серии Рассошинского ареала (табл. 5, изохрона 1). С древнейшей Rb-Sr изохроной совпадает U-Pb датировка акцессорного циркона 400.5 ± 4.4 млн лет (пр. № 3765). К ним близка датировка циркона 387.6 ± 6.4 млн лет (пр. № 3229). Таким образом, с большой долей уверенности можно заключить, что формирование кедонской серии началось около 400 ($402 \pm 6 - 387.6 \pm 6.4$) млн лет назад, на границе раннего и среднего девона (возраст границы – 397.5 ± 2.7 млн лет [33]). Характерно, что все древнейшие даты относятся к вулканитам Рассошинского ареала, притом что они получены в разных лабораториях, разными методами, в разные годы. Судя по геологическим данным, это может объясняться относительно слабой измененностью пород этой площади наложенными процессами (наиболее интенсивно проявлявшимися на юго-восточной окраине Юкагирской глыбы [9, 13, 17 и др.]).

4. Обращает на себя внимание, что реликтовая К-Аг дата 372 ± 11 млн лет получена для лавобрекчии андезита (пр. № 3765), акцессорный циркон которой оказался разновозрастным, причем одна из конкордантных датировок (400.5 ± 4.4 млн лет) превышает

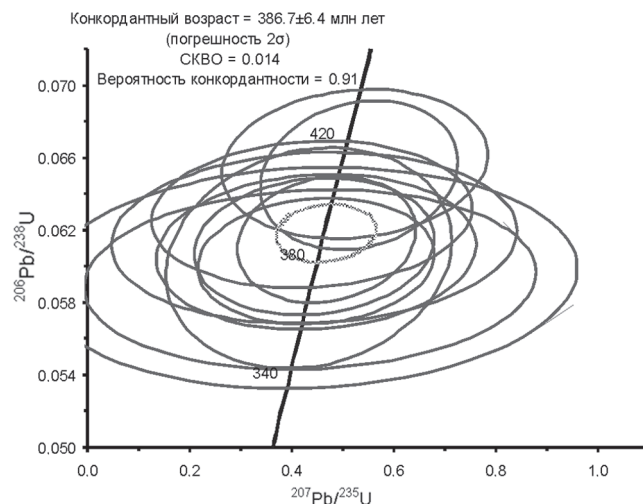


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов из трахидациита (проба № 3229).

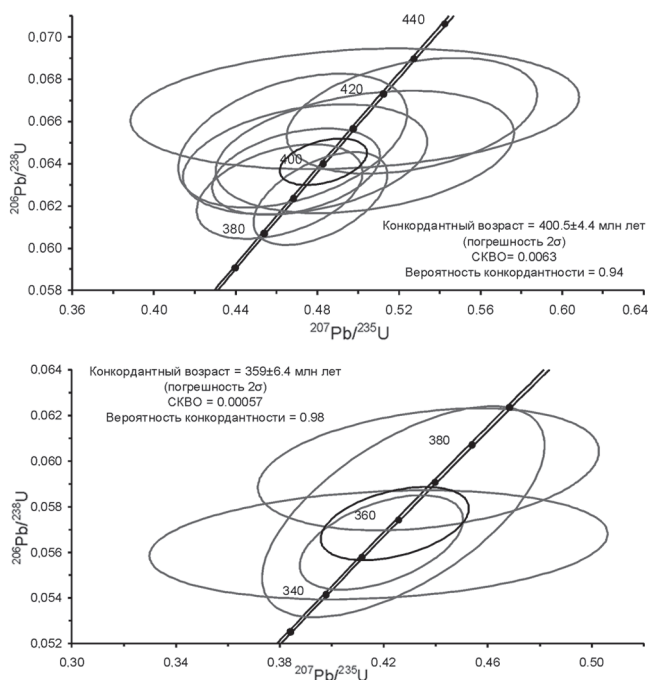


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для цирконов из лавобрекчии андезита (проба № 3765).

К-Аг дату, а другая (359.0 ± 6.4 млн лет) – значимо (в группе цирконовых датировок) моложе. Правоммерно предположить, что U-Pb изотопная система акцессорных цирконов этой породы подверглась перестройке под воздействием глобального термального события, поскольку омоложенная датировка точно совпадает с возрастом границы девона и карбона (359.2 ± 2.2 млн лет [33]). Это же событие зафиксировано Rb-Sr изохронами 365 ± 21 и 361 ± 25 млн лет,

*Обе пробы в 2009 г. датированы в СВКНИИ К-Аг методом (условия анализа см. в [11], аналитики А.Д. Люскин, К.К. Новик, Н.М. Александрова, под общим руководством В.В. Акинина). Результаты вошли в БД "ГЕОХРОН" и, соответственно, в рассматриваемую выборку.

Таблица 3. Аналитические данные к рис. 5. Анализ выполнен в ЦИИ ВСЕГЕИ под общим руководством С.А. Сергеева (2008 г.).

№ точки	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ млн лет	Total $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}} \pm \%$	Total $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \pm \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}} \pm \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}} \pm \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{35}\text{U}} \pm \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} \pm \%$	err согг	
1_1	4.25	84	78	0.96	4.46	372 ± 15.0	16.11	2.6	16.83	4.2	0.0530	49	0.0594	4.2 .085
2_1	1.81	147	159	1.12	7.81	380 ± 11.0	16.14	2.2	16.44	2.9	0.0530	28	0.0608	2.9 .100
3_1	2.30	135	177	1.36	7.18	378 ± 15.0	16.15	3.8	16.53	4.1	0.0520	26	0.0604	4.1 .156
4_1	1.33	156	211	1.40	8.34	384 ± 8.7	16.04	2.1	16.26	2.3	0.0552	15	0.0615	2.3 .152
5_1	1.35	152	149	1.01	8.11	382 ± 9.4	16.14	2.1	16.36	2.5	0.0530	22	0.0611	2.5 .117
6_1	2.97	145	151	1.08	7.90	385 ± 12.0	15.75	2.2	16.23	3.1	0.0520	36	0.0616	3.1 .086
7_1	2.25	93	160	1.78	5.32	406 ± 10.0	15.01	2.4	15.36	2.6	0.0593	15	0.0650	2.6 .173
8_1	1.26	118	116	1.02	6.76	410 ± 10.0	15.03	2.2	15.22	2.6	0.0580	20	0.0656	2.6 .126
9_1	3.82	111	150	1.40	5.87	371 ± 12.0	16.21	2.3	16.86	3.4	0.0530	41	0.0593	3.4 .082
10_1	2.55	222	354	1.65	12.30	393 ± 10.0	15.49	2.0	15.90	2.6	0.0510	29	0.0629	2.6 .090
11_1	1.40	194	221	1.18	10.20	377 ± 8.7	16.35	1.9	16.58	2.4	0.0540	21	0.0603	2.4 .111

Примечание. Погрешности единичных анализов – 1σ. $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ – процентное содержание обыкновенного (с) и концентрации в г/т радиогенного (*) свинца. Погрешность калибровки стандарта 0.55% (не включено в погрешности анализа). (1) Скорректировано с учетом содержания на обыкновенный свинец, используя измеренный ^{204}Pb .

Таблица 4. Аналитические данные к рис. 6. Анализ выполнен в ЦИИ ВСЕГЕИ под общим руководством С.А. Сергеева (2008 г.).

№ точки	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ млн лет	Total $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}} \pm \%$	Total $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \pm \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}} \pm \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{35}\text{U}} \pm \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} \pm \%$	err согг							
4_1	0.52	91	101	1.14	4.44	353 ± 6.0	17.66	1.6	0.0580	3.1	17.75	1.7	0.0538	8.4	0.418	8.6	0.0563	1.7	.201
9_1	0.00	125	148	1.22	6.05	354 ± 5.2	17.72	1.5	0.0539	2.7	17.72	1.5	0.0539	2.7	0.419	3.1	0.0564	1.5	.489
8_2	0.35	131	71	0.56	6.50	362 ± 12.0	17.25	3.3	0.0565	2.5	17.31	3.3	0.0537	4.0	0.428	5.2	0.0578	3.3	.630
8_1	0.49	56	32	0.60	2.90	373 ± 6.6	16.68	1.8	0.0571	3.7	16.77	1.8	0.0532	5.9	0.437	6.1	0.0596	1.8	.298
7_1	0.00	137	208	1.57	7.34	390 ± 5.4	16.04	1.4	0.0560	2.4	16.04	1.4	0.0560	2.4	0.482	2.8	0.0623	1.4	.517
5_1	0.24	134	140	1.07	7.25	392 ± 5.5	15.91	1.4	0.0554	2.4	15.95	1.5	0.0534	3.3	0.462	3.6	0.0627	1.5	.405
1_1	0.22	262	411	1.62	14.4	398 ± 5.1	15.68	1.3	0.0553	2.0	15.72	1.3	0.0535	3.3	0.470	3.6	0.0636	1.3	.367
3_1	0.34	77	64	0.86	4.28	401 ± 6.4	15.52	1.6	0.0563	3.6	15.57	1.7	0.0535	4.9	0.474	5.2	0.0642	1.7	.321
10_1	0.50	59	68	1.19	3.27	403 ± 7.2	15.41	1.8	0.0606	3.6	15.49	1.8	0.0566	5.6	0.503	5.9	0.0646	1.8	.309
6_1	0.00	41	36	0.90	2.29	407 ± 7.8	15.36	2.0	0.0521	4.5	15.36	2.0	0.0521	4.5	0.468	4.9	0.0651	2.0	.406
2_1	0.00	76	65	0.88	4.32	414 ± 6.8	15.12	1.7	0.0561	3.8	15.09	1.7	0.0576	4.5	0.526	4.8	0.0663	1.7	.355
3_2	0.55	82	87	1.10	4.72	416 ± 7.1	14.93	1.7	0.0587	3.1	15.01	1.8	0.0543	8.8	0.498	9.0	0.0666	1.8	.195

Примечание. Погрешности единичных анализов – 1σ. $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ – процентное содержание обыкновенного (с) и концентрации в г/т радиогенного (*) свинца. Погрешность калибровки стандарта 0.55% (не включено в погрешности анализа). (1) Скорректировано с учетом содержания на обыкновенный свинец, используя измеренный ^{204}Pb .

полученными по валовым пробам вулканитов буреломнинской толщи Абкитского ареала (см. табл. 5, изохроны 2, 3).

5. Наиболее молодые Rb-Sr изохронные даты – 344 ± 4 и 337 ± 8 млн лет – получены для рудовмещающих риолитов месторождения Кубака. В Международной шкале это время соответствует визейскому веку раннего карбона (границы 345.3 ± 2.1 – 326.4 ± 1.6 млн лет [33]), что согласуется с геологическими данными о возрасте кубакинской толщи [13, 14], а также с известной по литературным данным Rb-Sr изохронной датировкой околорудных метасоматитов – 335 ± 5 млн лет [25].

6. На гистограмме K-Ar датировок фиксируются два значимых (вероятность более 0.95) минимума – индикаторы термальных событий. Первое приходится на интервал 310–290 млн лет, что соответствует концу карбона–началу перми (возраст границы этих периодов – 299 ± 0.8 млн лет [33]). В истории развития Юкагирской глыбы данному интервалу времени отвечают (1) перерыв в осадконакоплении (из разреза ее чехла полностью выпадает верхний карбон и нижние горизонты нижней перми [18]) и (2) внедрение позднепалеозойского базальт-пикрит-диабазового комплекса [17] (позднекаменноугольно-раннепермский березовский комплекс габбро-периодитов, по В.М. Шевченко). Время второго термального события – 240–220 млн лет (средний–начало позднего триаса) – совпадает с проявлением базальтового вулканизма на южной окраине ОМ и в обрамляющих структурах [17, 18].

7. Термальная история (остывание недр) Юкагирской глыбы завершилась в начале аптского века (нижняя граница – 125.0 ± 1.0 млн лет [33]). Об этом говорит тот факт, что позже 120 млн лет в вулканитах кедонской серии повторно включились менее 10 % K-Ar часов (табл. 2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление результатов изотопного датирования среднепалеозойских вулканогенных образований чехла ОМ, полученных с помощью трех разных методов (K-Ar, Rb-Sr изохронный, U-Pb SHRIMP-датирование аксессуарных цирконов) показало, что принципиально они согласуются как между собой, так и с геологическими данными.

Информация, заключенная в изотопных датировках, позволяет, с одной стороны, уточнить дискуссионные моменты истории формирования среднепалеозойских вулканогенных толщ, с другой – распознать особенности поведения радиогенных изотопных систем (геохимических пар “материн-

ский – дочерний изотопы”) на разных этапах длительной эндогенной эволюции ОМ. Иными словами, выполненное исследование сочетает в себе решение прямой и обратной задач геохронометрии [11].

Решение прямой задачи – это вывод о начале формирования вулканитов кедонской серии на рубеже раннего и среднего девона, который убедительно подтверждается данными цирконометрии и не противоречит ранее известным результатам Rb-Sr датирования. С учетом последних обобщений по стратиграфии палеозоя ОМ [2, 4] представляется целесообразным произвести корректировку возраста нижних толщ кедонской серии (артурская, ачеканская, буреломнинская), а именно сократить их объем с нижнего и среднего девона нерасчлененных до среднего девона. В тектоническом аспекте это означает существенное расширение перерыва, разделявшего формирование нижнего и среднего ярусов чехла ОМ: по имеющимся данным, он охватывал поздний ордовик и силур [18], теперь можно утверждать, что Юкагирская глыба оставалась областью размыва и в раннем девоне. Если смотреть еще более широко, правомерно заключить, что кедонский вулканизм знаменовал важнейший историко-геологический рубеж в эволюции ОМ: завершение ранней эпохи девонского периода и наступление средней.

Что касается верхней границы кедонской серии, то ее геохронометрический возраст может быть установлен лишь после того, как будет достигнута официальная стратиграфическая конвенция по вопросу о том, какие из стратонов, венчающих среднепалеозойский разрез Юкагирской глыбы, включать в состав серии, какие нет. Согласно отечественному Стратиграфическому кодексу, прерогатива подобных решений принадлежит Межведомственным региональным стратиграфическим совещаниям (МРСС) [26]. На последнем (Третьем) МРСС по Северо-Востоку России (Санкт-Петербург, 2002 г.) проблемы стратиграфии субэдральных вулканогенных толщ среднего палеозоя по существу не обсуждались, а в решении констатировано, что возрастное расчленение вулканитов кедонской серии и корреляция их в разных структурах совершенно необоснованны и должны базироваться на новых изотопных датировках [21. С. 95].

Думается, что такое понимание роли изотопного датирования в стратиграфических исследованиях методологически неверно, поскольку современная радиогеохронометрия не знает изотопных систем, полностью устойчивых перед наложенными термальными процессами. В частности, рас-

Таблица 5. Результаты Rb-Sr изохронного датирования вулканитов кедонской серии.

Номер пробы	Анализируемый материал	Rb ⁸⁷ г/г	Sr ⁸⁶ г/г	$\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}}$	$\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}$
Изохрона 1. T=402±6 млн лет (I ₀ =0.7073±0.0002)					
1265/10	Риолит	157.90	42.30	10.87	0.7695
1266	Риолит	46.23	33.60	14.18	0.7882
1272/11	Риолит	108.50	299.4	1.05	0.7133
1273	Риолит	106.20	321.7	0.95	0.7135
1265/11	Риолит	119.60	85.89	4.04	0.7306
1272/4	Риолит	93.46	271.5	0.99	0.7125
Изохрона 2. T=365±21 млн лет (I ₀ =0.70684±0.0045)					
5	Трахидациит	22.60	53.17	0.42	0.7087
2013/2	Игнимбрит кварцевого латита	26.28	52.9	0.49	0.7098
2013/6	Игнимбрит кварцевого латита	23.45	38.11	0.61	0.7095
8	Игнимбрит трахириодацита	32.11	21.95	1.44	0.7150
8/4	Игнимбрит риолита	33.28	11.08	2.97	0.7221
Изохрона 3. T=361±25 млн лет (I ₀ =0.70785±0.00021; СКВО=0.075)					
1059	Андезибазальт	4.68	88.25	0.05	0.7083
1011-11	Андезит	18.06	93.16	0.19	0.7088
74-4	Андезит	16.85	66.93	0.25	0.7091
64-4	Андезит	27.92	41.61	0.66	0.7114
3043	Андезит	26.62	36.31	0.72	0.7116
44-2	Андезит	35.57	42.89	0.82	0.7121
Изохрона 4. T=344±4 млн лет (I ₀ =0.7027±0.0003)					
375	Трахириодацит	30.35	15.53	1.95	0.7129
382	Трахириодацит	40.59	11.39	3.56	0.7202
221	Трахириодацит	21.44	18.05	1.19	0.7089
361	Трахириодацит	17.71	30.58	0.58	0.7057
243	Трахириодацит	43.92	9.74	4.51	0.7249
242	Трахириодацит	20.84	14.75	1.41	0.7094
335	Трахириодацит	27.36	6.31	4.34	0.7227
352	Трахириодацит	40.28	2.90	13.88	0.7709
Изохрона 5. T=337± 8 млн лет (I ₀ =0.7040±0.0002)					
51	Трахиандезит	15.74	67.85	0.23	0.7048
54г	Трахидациит	29.95	36.98	0.80	0.7080
66	Трахиандезит	40.08	21.91	1.81	0.7128
24-4	Трахиандезит	26.06	64.67	0.40	0.7056
24-6	Трахиандезит	26.73	22.64	1.17	0.7096
25-1	Трахит	15.82	28.40	0.55	0.7068
25	Трахит	53.06	17.99	2.91	0.7177

Примечание. Изохрона 1 – коллекция В.И. Ткаченко; определения выполнены в ГИН РАН под руководством В.И. Виноградова (данные из неопубликованного отчета В.С. Шульгиной и др., 1991 г., ГНПО “Аэрогеология”). Изохрона 2 – коллекция В.Н. Егорова, 1998 г.; определения выполнены в СВКНИИ ДВО РАН под руководством И.Н. Котляра; данные хранятся в БД “ГЕОХРОН”. Изохрона 3 – коллекция П.А. Шерстобитова, 1999 г.; определения и хранение – там же. Изохроны 4, 5 – коллекция И.Н. Котляра [15].

смотренные материалы показывают, что в ходе фанерозойской эволюции ОМ нарушениям подвергались все широко применяемые сегодня геохронометры (т.е. все изученные изотопные системы: К-Аг, Rb-Sr, U-Pb – обнаружили геохимически открытый характер). Особенно примечательно получение омоложенной U-Pb датировки акцессорного

циркона – ведь со SHRIMP-цирконометрией сейчас связаны самые большие надежды геологов.

Вместе с тем имеющиеся материалы показывают, что нарушенные датировки несут свою полезную информацию и необходимо совершенствовать методологию и методику ее извлечения. Это и есть решение обратной задачи геохронометрии – суждение о

геохимическом поведении радиогенных изотопов в течение всей истории существования датированных объектов. Оно опирается на сопоставление возрастных значений, ожидаемых по геологическим предпосылкам и получаемых аналитически. При этом, как ни парадоксально, главную ценность приобретают “несходящиеся значения” изотопного возраста, достаточно большое количество которых позволяет обратиться к помощи гистограмм.

В нашем случае оба статистически значимых минимума (термальных события) на гистограмме К-Аг датировок отражают процессы мантийного магматизма, которые проявлялись вне ареалов распространения кедонской серии и позже на многие десятки миллионов лет (до 100–120, если вести отсчет от времени формирования кубакинской толщи). Тем самым вырисовывается картина неоднократного обширного возбуждения недр ОМ, которое могло иметь не только чисто термальное, но и геолого-геохимическое (в частности, флюидно-термальное, гидротермальное) выражение. А это в свою очередь интересно в металлогеническом отношении.

В целом же полученные результаты заставляют по-новому взглянуть на огромные массивы изотопных данных, хранящиеся в архивах геологических организаций страны. При надлежащем методологическом и методическом подходе этот, сегодня “мертвый”, груз может приобрести важное научное и прикладное значение.

Авторы благодарят И.Н. Котляра за научные консультации, Л.И. Ртищеву, К.С. Алексеева, Д.С. Писаренко – за помощь в получении каменного материала.

U-Pb SHRIMP-датирование акцессорных цирконов осуществлено при частичной поддержке гранта ДВО РАН 06-III-B-08-382 2006–2008 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Котляр И.Н. “ГЕОХРОН” – компьютерная база данных изотопного датирования горных пород, минералов и руд Северо-Востока России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 313–318.
- Гагиев М.Х. Средний палеозой Северо-Восточной Азии. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 120 с.
- Гагиев М.Х., Ткаченко В.И. Кембрий Северо-Востока России // Очерки по стратиграфии Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 43–57.
- Гагиев М.Х., Шульгина В.С., Гагиева А.М. Новые данные по стратиграфии палеозоя юга Омолонского массива // Очерки по стратиграфии Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 57–98.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. Кн. 1. 548 с.; Кн. 2. 536 с.
- Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста / Тр. XVI сес. Комис. по определению абсолютного возраста геологических формаций / Отв. ред. Г.Д. Афанасьев. М.: Наука, 1973. 415 с.
- Егоров В.Н., Шерстобитов П.А. Кедонская вулcano-плутоническая ассоциация юго-восточной части Омолонского массива // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV регион. петрограф. совещ. по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 23–29.
- Егоров В.Н. Строение, магматизм и металлогения среднего палеозоя юга Омолонского массива. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 37 с.
- Жуланова И.Л., Котляр И.Н. Новый подход к геологической интерпретации больших массивов изотопных дат // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы Всерос. конф. СПб.: ЦИК, 2003. С. 168–172.
- Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2007. 358 с.
- Жуланова И.Л., Котляр И.Н., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Полимодальные гистограммы изотопных датировок как термально-возрастные спектрограммы // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. (В 2-х т.) СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 189–192.
- Котляр И.Н. Возраст золотых руд месторождения Кубака // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV регион. петрограф. совещ. по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 156–159.
- Котляр И.Н. Факторы формирования золото-кварцевых и золото-серебряных рудно-магматических систем // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. (В 2-х т.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. Т. 1. С. 135–148. (Тр. Всерос. совещ.)
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л. Методические проблемы U-Pb датирования мезозойских магматогенных цирконов (на примере Северо-Востока России) // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 266–269.
- Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Ликман В.Б. Магматизм Омолонского срединного массива (Северо-Восток СССР). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. 44 с.
- Мерзляков В.М., Терехов М.И., Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф. Тектоника Омолонского массива // Геотектоника. 1982. № 1. С. 74–85.
- Обручев С.В. Возможность применения аргонового метода для определения абсолютного возраста горных пород // Труды Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири, 1956 г. М., 1958. С. 139–143.

20. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические и импактные образования. (Изд. 2-е, перераб. и допол.). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
21. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
22. Салоп Л.И. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород // Геология и геофизика. 1963. № 1. С. 3–21.
23. Симаков К.В. Стратиграфия среднепалеозойских отложений бассейна верхнего течения р. Омолон // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 234–270.
24. Симаков К.В., Шевченко В.М. Кедонская серия: объем, состав, строение, время и условия формирования // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 189–233.
25. Степанов В.А., Шергина Ю.П., Шкорбатова Г.С. и др. Возраст руд Кубакинского месторождения золота (Омолонский массив) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 89–97.
26. Стратиграфический кодекс России. (Изд. 3-е). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с. (Межведомственный стратиграфический комитет России, ВСЕГЕИ).
27. Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. Л.: Недра, 1977. 535 с.
28. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
29. Терехов М.И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979. 113 с.
30. Харленд У.Б., Кокс А.В., Левеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 141 с.
31. Шевченко В.М. Архей и протерозой Омолонского массива. Петрология и изотопный возраст. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. 176 с.
32. Gastil G. The Distribution of Mineral Dates in Time and Space // Am. J. Sci. 1960. V. 258, N 1. P. 1–35.
33. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge Univ. Press, 2004. 589 p.
34. Ludwig K. R. User’s manual for ISOPLOT / Ex version 2.01 // Berkeley, 1994. 47 p. (Berkeley Geochronol. Center. Spec. Publ.; N 1a).

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

A.M. Gagieva, I.L. Zhulanova

Geochronometry of Middle Paleozoic volcanics of the Omolon massif: comparison of K-Ar, Rb-Sr, and U-Pb data, and their geologic interpretation (North-East Asia)

The results of K-Ar, Rb-Sr isochronous and U-Pb datings (the zircon SHRIMP method) of Middle Paleozoic volcanogenic assemblages of the Omolon massif are summarized. A conclusion is drawn that in principle they agree with both one another and geologic data. The formation of the Kedon Group, which makes up the bulk of the volcanics of Middle Paleozoic, began at the boundary between the Early and the Middle Devonian, about 400 Ma ago (U-Pb dates 400.5 ± 4.4 and 387.6 ± 6.4 , Rb-Sr isochron 402 ± 6 Ma ago). The issue of the isotope age of the upper boundary of the Kedon Group remains open, as there remain differences in the definition of its stratigraphic position. A histogram for 111 K-Ar datings of volcanics of the Kedon Group has been constructed. It has polymodal nature testifying to violation of K-Ar isotope systems affected by thermal events, which occurred 310–290 (end of the Carboniferous –beginning of the Permian) and 240–220 (the Middle –beginning of the Late Triassic) Ma ago. Mantle (ultrabasic-basic) volcanism, which manifested itself in a much expansive territory than the area of distribution of the Kedon Group, is the geologic expression of both thermal events.

Key words: Middle Paleozoic volcanic rocks, isotope dating, Omolon massif, North-East Asia.