

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАПАДНОГО СЕКТОРА
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА**

Л.Ф. Мишин¹, В.В. Акинин², Е.Л. Мишин³

¹*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

²*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан*

³*ЗАО Артель старателей “Амур”*

Поступила в редакцию 22 октября 2007 г.

Приведены новые данные о возрасте магматических пород западного сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, включающего Ульинскую и Куйдусунскую вулканические зоны. В Ульинской вулканической зоне U-Pb SHRIMP методом по цирконам получены для верхней части разреза еманринской свиты и нижней части разреза ульинской серии четыре последовательные датировки от 106 до 90 млн лет. В Куйдусунской вулканической зоне определен Rb/Sr возраст крупнообъемных субвулканических интрузивов: Верхнеаллахского – 115–107 млн лет и Атарбайского – 85 млн лет. U-Pb методом из микронавесок цирконов был определен возраст гранитоидов Сизинджинского массива: адамеллиты – 91 млн лет и диориты – 90 млн лет. Новые геохронологические данные свидетельствуют, что Селиткано-Сунгарийский и Охотско-Чукотский вулканогенные пояса – одновозрастные и образуют единую Охотско-Сунгарийскую систему вулканических поясов и зон (мегапояс).

Ключевые слова: меловые вулканические породы, гранитоиды, вулcano-плутонический пояс, Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Позднемезозойские субаэральные вулканические породы известково-щелочной серии широко распространены на востоке Азии. Их возраст до недавнего времени основывался на немногочисленных флористических данных и изотопных датировках калий-аргоновым методом, дававших большой разброс цифр. В последние годы появилось значительное количество изотопных определений возраста вулканических пород современными U-Pb, Ar-Ar, Rb-Sr и Sm-Nd методами. Эти данные хорошо сопоставимы и дают, как правило, более узкий диапазон возрастов. Это позволило выделить три разновозрастных системы вулканических зон и поясов: позднеюрско-раннемеловую, альб-позднемеловую и сеноман-палеогеновую [17].

При сопоставлении абсолютных возрастов было установлено, что альб-сеноманские вулканические породы юга Дальнего Востока имеют продолжение на север Китая и в возрастном и формационном отношении являются аналогом Охотско-Чукотского вулканического пояса, в целом образуют единый

мегапояс или систему одновозрастных вулканических поясов, названную Охотско-Сунгарийской [17]. Однако в стратиграфическом отношении эти структуры исследованы неравноценно, кроме того, наметились некоторые возрастные различия между Охотско-Чукотским поясом и его южным продолжением – Сунгари-Селитканским вулканическим поясом. Возраст вулканических пород внешней зоны Сунгари-Селитканского пояса и комагматичных им гранитоидов, определенный современными прецизионными методами – альб-турон [6, 7, 10, 12, 13, 18 и др.]. Альб-позднемеловой возраст внутренней зоны Сунгари-Селитканского пояса, включающего Южно-Приморскую, Алчанскую, Эвурскую и Ульбанскую вулканические зоны, обоснован пока только определениями флоры, калий-аргоновыми датировками и отдельными определениями Rb/Sr методом.

В.Ф. Белый [3] нижнюю границу Охотско-Чукотского пояса на основе фито-стратиграфических данных установил как альб, а завершилось формирование пояса, по его данным, в сантоне. В результате переинтерпретации датировок, полученных K-Ar и Rb-Sr методами, И.Н. Котляр и Т.Б. Русакова [9]

предлагают близкие возрастные границы пояса. Если исключить завершающие разрез Охотско-Чукотского пояса трахибазальты, отсутствующие в пределах Сунгари-Селитканского пояса, то возраст Охотско-Чукотского и Сунгари-Селитканского вулканических поясов очень близок. Заложение их произошло одновременно в альбе.

Однако в последние годы получено значительное количество согласующихся определений возраста Ar-Ar и U-Pb методами, согласно которым накопление основного объема вулканических пород во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса приходится на турон [1, 19]. В этих условиях особую актуальность приобретают хронологические изотопные исследования в Западно-Охотской фланговой зоне пояса (Ульинский и Преддзугджурский прогибы и Куйдусунская вулканическая зона), являющейся связующим звеном между Сунгари-Селитканским и Охотско-Чукотским вулканическими поясами (рис. 1).

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Rb/Sr датирование образцов проведено в лаборатории изотопных исследований ВСЕГЕИ, аналитик Шергина Ю.П. Rb/Sr отношения определялись методом двойного разбавления (ИР) с погрешностью $\pm 1.5-2.0\%$. Изотопный состав Sr измерен на масс-спектрометре MI1201T с ошибкой $\pm 0.05-0.1\%$. Все аналитические ошибки и параметры изохрон приведены с доверительной ошибкой $P = 0.95 (2\sigma)$. Изохроны строились по изотопным отношениям во вкрапленниках калинагрового полевого шпата*, плагиоклаза, пироксена, биотита, валового состава монофракций основной массы и валового состава пород в целом.

Определение возраста уран-свинцовым методом микроанализом циркона проводилось в Санкт-Петербурге в лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия Е.Б. Сальниковой.

Выделение аксессуарных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. U-Pb изотопные исследования выполнены для микроанализов циркона (100–25 зерен). Циркон подвергался многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1M HNO₃. При этом после каждой ступени зерна циркона промывались особо чистой водой. Разложение и химическое выделение Pb и U проводилось по модифицированной методике [21]. Уровень холостого

опыта за период исследований не превышал 20 пг Pb. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме или с помощью электронного множителя (коэффициент дискриминации для Pb – 0.32 ± 0.11 а.е.м.). Обработка экспериментальных данных проводилась по программам “PbDAT” [24] и “ISOPLOT” [23]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [26]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [25]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

U-Pb SHRIMP-датирование цирконов проведено В.В. Акининым с помощью ионного микрозонда SHRIMP RG в Стенфордском университете США. В каждом образце датировано от 9 до 14 кристаллов циркона, по которым рассчитывался средневзвешенный возраст.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ Ульинский прогиб

В структурном отношении Ульинский прогиб представляет собой краевую моноклинали, наклоненную в сторону океана под углом $5-10^\circ$. Образование моноклинали произошло в результате просядок, связанных с образованием впадины Охотского моря [15]. Вулканогенные породы, выполняющие прогиб, имеют пестрый химический состав от базальта до риолита. Характерно бимодальное распределение составов и общая контрастность переслаивания пород разного химического состава. Контрастность переслаивания и щелочность пород растут вверх по разрезу. Отдельные покровы и пачки пород близкого состава крайне не выдержаны по простиранию, что создает значительные трудности при их картировании и стратиграфической корреляции разрезов [14].

В данной работе приводятся новые результаты U-Pb SHRIMP-датирования цирконов из вулканических пород юго-западного фланга Ульинского прогиба. Предварительное изучение кристаллов циркона в катодолюминесцентном излучении показало, что большинство из них хорошо огранены и обнаруживают осцилляционную зональность. Всего датировано 4 образца. Наиболее древняя популяция цирконов (106.2 ± 1.8 млн лет, СКВО=0.37, $p = 0.78$, $N=4/4$) была обнаружена в андезидацитах на левобережье р. Нет. Это своеобразные, легко узнаваемые темно-серые породы с редкими вкрапленниками андезина. Они обычно образуют локальные просядки размером $5-10$ км, в которых снизу вверх происходит смена потоков игнимбритов плейчато-флюидалными (нередко с текстурами фьямме), а затем пунктирно-флюидалными лавами. Зачастую этот же набор пород об-

*Полевые шпаты отбирались по внешним признакам и представляют не монофракцию, а смесь с преобладанием ортоклаза или плагиоклаза.

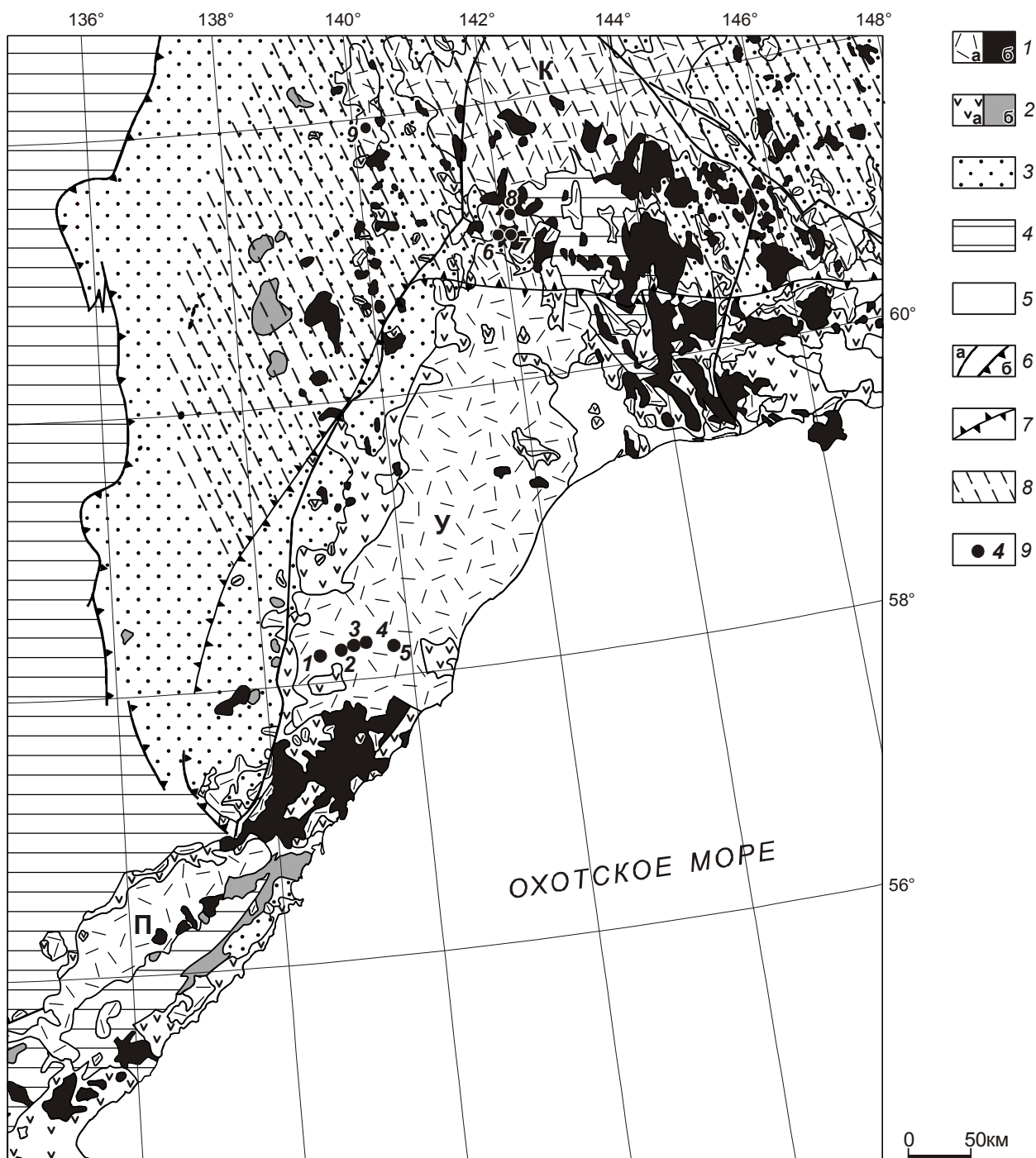


Рис. 1. Схематическая геологическая карта западного сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

1 – вулканические (а) и плутонические (б) породы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (альб–верхний мел), 2 – вулканические (а) и плутонические (б) породы позднеюрско-раннемелового Удско-Большехинганского мегапояса, 3 – терригенные отложения (С-Л), 4 – допалеозойские образования Сибирской платформы и Охотского срединного массива, 5 – кайнозойские осадочные бассейны, 6 – тектонические нарушения: крутозалегающие (а) и надвиги (б), 7 – граница пород магнетитовой и ильменитовой серий, 8 – область развития пород ильменитовой серии (область пород магнетитовой серии показана без штриховки), 9 – места отбора проб на абсолютный возраст и их номера: 1 – пр. 40; 2 – пр. 1976; 3 – пр. л-18-1; 4 – пр. л-4; 5 – пр. 1601; 6 – пр. 655-1; 7 – пр. 554; 8 – пр. 400-4; 9 – пр. 217. У – Ульинский прогиб, П – Преддзугдзурский прогиб, К – Куйдусунская вулканическая зона.

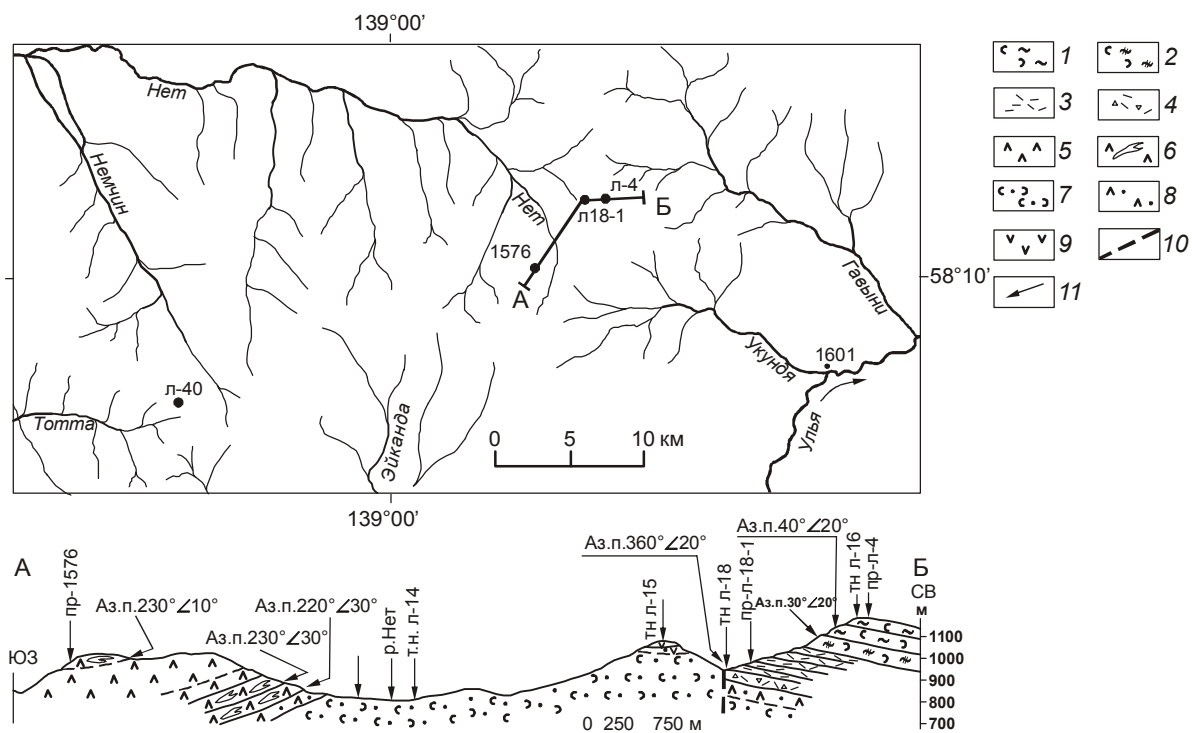


Рис. 2. Схема опробования (с номерами проб) в южной части Ульяновского прогиба и геологический разрез в верхнем течении р. Нет.

1–2 – гавынский толща: игнимбриты трахидацитов (1) и их витрофировые разновидности (2); 3–4 – афировые и редковкрапленниковые, часто витрофировые риодациты (3) и их лавобрекчии (4); 5–6 – толща редковкрапленниковых андезидацитов: лавы (5), туфолавы и игнимбриты (6); 7–9 – верхнететская толща: преимущественно туфы гравийные слабо спекшиеся дацитов (9), реже андезидацитов (7) и андезиты (8); 10 – разлом; 11 – точки привязки наблюдений.

разует субвулканические интрузивы, завершающие становление этих структур. Субвулканические разновидности от покровных игнимбритов отличаются только преобладанием среди них пород с лавовыми текстурами, поэтому разделение их связано с большими трудностями. В бассейне р. Нет продатированные андезидациты слагают депрессионную структуру размером 5×4 км. Андезидациты перекрывают верхнюю часть разреза верхнететской толщи (рис. 2). Верхнететская толща имеет площадное распространение, она сложена преимущественно гравийными слабо спекшимися туфами с характерными чешуйчатыми выделениями зеленого стекла и пемзы. Состав туфов андезидацитовый до дацитового, туфы нередко включают прослои и горизонты туфогенно-осадочных пород.

На правом берегу р. Секча в одном разрезе наблюдается смена снизу вверх андезитов учуликанской свиты (скальные выходы в бортах р. Колка), которые полого с восточным погружением перекрываются туфами дацит-андезидацитового состава нет-

ской толщи. Туфы нетской толщи в свою очередь согласно перекрываются редковкрапленниковыми андезидацитами и их игнимбритами (аналогичны продатированным на левобережье р. Нет). Подобная стратиграфическая последовательность установлена на многих участках на правом берегу р. Нет и в бассейне руч. Чокуйундэ.

Полученная датировка согласуется со схемой магматизма, предложенной Е.Л. Лебедевым [11]: нетская толща относится к еманринской свите альбского возраста, а андезидациты, судя по среднеальбскому возрасту, следует отнести к верхам еманринской свиты.

В юго-западной части Ульяновского прогиба закартирована крупная вулканическая депрессия, сложенная слабо сваренными туфами и игнимбритами трахириолитового и трахидацитового состава (Минц и др., 1975 г.). Авторы выделили эту структуру и одноименный комплекс под названием тоттинский. Размеры депрессии достигают 55×28 км. Выходы тоттинского комплекса и верхнететской толщи про-

странственно разобщены, те и другие на западном фланге прогиба несогласно залегают на андезитах учуликанской свиты. В процессе геолого-съёмочных работ (Константиновский, 1967 г.) тоттинский комплекс кислых вулканитов был отнесен к третьей толще магейской свиты (альб-сеноман), калий-аргоновый возраст игнимбригов из этой части разреза составляет 96.5–99.9 млн лет. М.В. Минц и З.М. Самозванцева (1972 г.) в процессе геолого-съёмочных работ расчленили тоттинский комплекс на четыре толщи. Нами были продатированы кристаллокластические игнимбриги верхней, четвертой толщи (левобережье верхнего течения р. Немчин). Абсолютный возраст U-Pb SHRIMP методом (проба л-40) составил 96.6 ± 2.1 млн лет (СКВО=1.9, $p=0.054$, $N=9/10$), что близко соответствует калий-аргоновому возрасту этого комплекса вулканитов. Учитывая, что датированы верхи разреза, возраст тоттинского комплекса, по видимому, соответствует границе альба и сеномана.

На правобережье верхнего течения р. Нет в непрерывном разрезе (рис. 2) были продатированы риодациты аминдаканской (по Фердман, 1987 г.) толщи, представляющей реликт отдельного вулкана, сложенного риодацитами, их лавобрекчиями, стеклами риодацитового состава и пемзовыми туфами. Фундаментом для этой постройки являются туфы дацитов и андезидацитов верхненетской толщи. Риодациты согласно перекрыты игнимбригами трахидацитового состава, слагающими здесь южный фланг гавынийской вулcano-тектонической депрессии площадью более 300 км². Датированы проба риодацитов и две пробы гавынийских игнимбригов на правобережье р. Нет и аналогичные игнимбриги на левом борту р. Ульи ниже устья р. Укундя. Все три определения дали близкий возраст, соответственно: риодациты (пр. л-18-1) – 91 ± 1.7 млн лет (СКВО = 2.0, $p = 0.079$, $N = 6/7$), гавынийские игнимбриги правого борта р. Нет (пр. л-4-1) – 90 ± 1.6 млн лет (СКВО = 3.8, $p \leq 0.001$, $N = 8/9$), левого борта р. Ульи (пр. 1601) – 90.7 ± 2 млн лет (СКВО = 1.8, $p = 0.091$, $N = 7/7$). Судя по этим возрастам, рассматриваемые вулканические породы относятся к средней части разреза ульинской серии.

КУЙДУСУНСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Куйдусунская вулканическая зона занимает внешнюю по отношению к Ульинскому прогибу часть западного фланга Охотско-Чукотского вулканического пояса. Какой-либо четко выраженной геологической границы между этими структурами нет. Наиболее однозначно она проводится по резкой смене окислительных условий формирования магмати-

ческих пород в этих структурах и по формационному составу. Линия, разделяющая ареалы магнетитовой и ильменитовой серий, проходит по южному флангу Нетерского поднятия и северному ограничению Охотско-Кухтуйского выступа (рис. 1).

Изотопные исследования в Куйдусунской зоне были направлены на определение возраста наиболее представительных субвулканических и гранитоидных массивов. Использовались Rb-Sr и U-Pb методы.

Рубидий-стронциевая система была изучена в кристаллоигнимбригах дацитов Верхнеаллахского и Атарбайского субинтрузивов, ранее детально описанных [16]. Слагающие эти массивы породы характеризуются неравновесным петрографическим составом, в них выделяются условно габбровая (основной плагиоклаз, пироксены и ильменит), гранитная (кварц, калинатровый полевошпат и биотит) ассоциации вкрапленников и основная масса состава сухой кварц-полевошпатовой эвтектики. В дацитах из эндоконтактной зоны Атарбайского субинтрузива (рис. 3) вкрапленники заключены в стекло и характеризуются исключительной свежестью, однако единую изохрону они не образуют (рис. 4, табл. 1), на изохроне не лежат составы пироксенов и плагиоклазов. Этот факт можно объяснить нарушением изотопной системы, однако возможно, что вкрапленники габбровой ассоциации имели другое значение $I^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. На это же указывает отклонение на Rb-Sr диаграмме фигуративных точек этих минералов от общего тренда (рис. 4). Вкрапленники гранитного парагенезиса, основная масса и проба валового состава породы образуют изохрону с возрастом 85 млн лет.

Дациты Верхнеаллахского субинтрузива по петрографическому составу аналогичны Атарбайским дацитам, но изотопная система в них оказалась менее гомогенизированной. Из общей системы выпадают вкрапленники полевых шпатов и биотита, аномальным оказалось соотношение изотопов в валовой пробе дацита (пр. 217-1), хотя дублирующая валовый состав проба (пр. 190) хорошо вписалась в общую изохрону (рис. 5, табл. 2). По заключению Ю.П. Шергиной, наиболее вероятный возраст становления Верхнеаллахского субинтрузива – 115 млн лет. Эрохрона, включающая все измеренные точки, примерно отвечает возрасту 107 ± 6 млн лет, однако эта дата, а также предыдущая могут рассматриваться лишь как предварительные. С большей долей вероятности можно говорить об альбском возрасте дацитов Верхнеаллахского субинтрузива.

Сизинджинский многофазный гранитоидный плутон расположен в непосредственной близости от

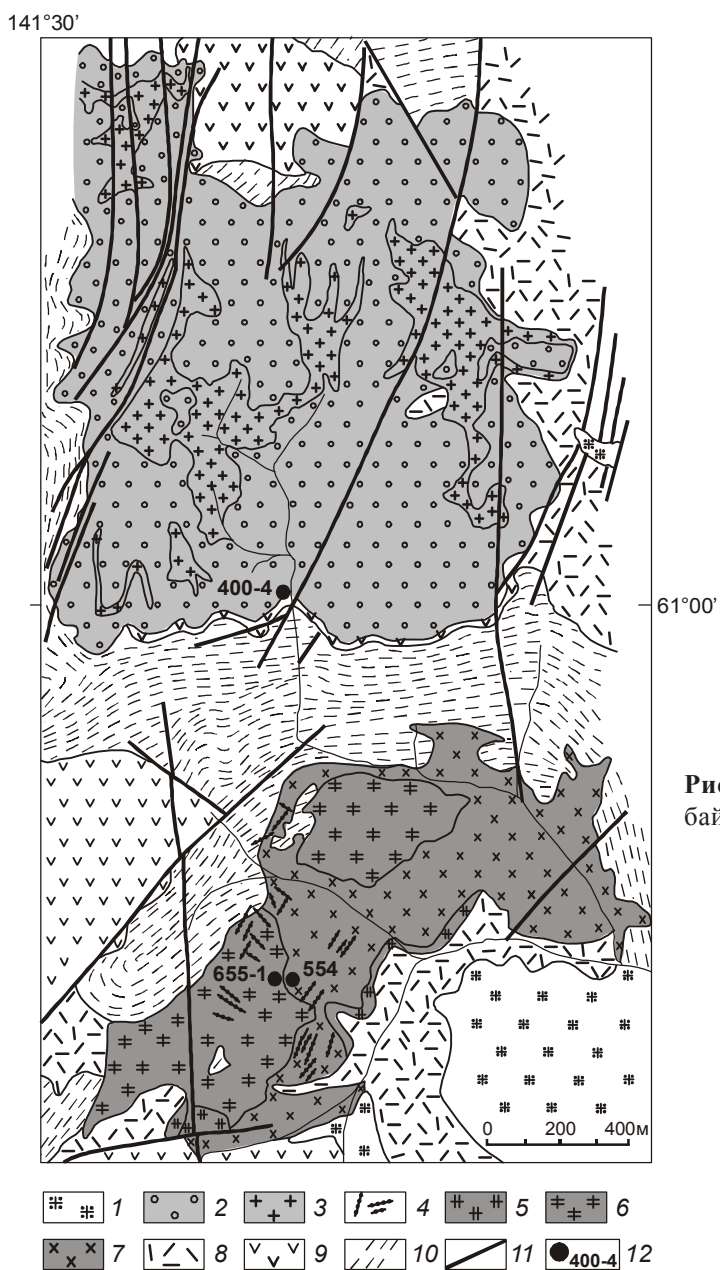


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Атарбайского и Сизинджинского массивов.

1 – аляскитовые граниты; 2–3 – Атарбайский субвулканический массив: дациты (2) с гранит-порфировой центральной фазией (3); 4–7 – Сизинджинский массив: 4 – дайки риодацитов, 5 – гибридные гранит-порфиры и порфировидные граниты, 6 – адамеллиты (главная фаза), 7 – расслоенное роговообманковое габбро, диориты, кварцевые диориты; 8 – вулканические породы преимущественно кислого состава; 9 – вулканические породы преимущественно среднего состава; 10 – терригенные породы верхоянского комплекса, 11 – разломы; 12 – места взятия и номера проб на абсолютный возраст.

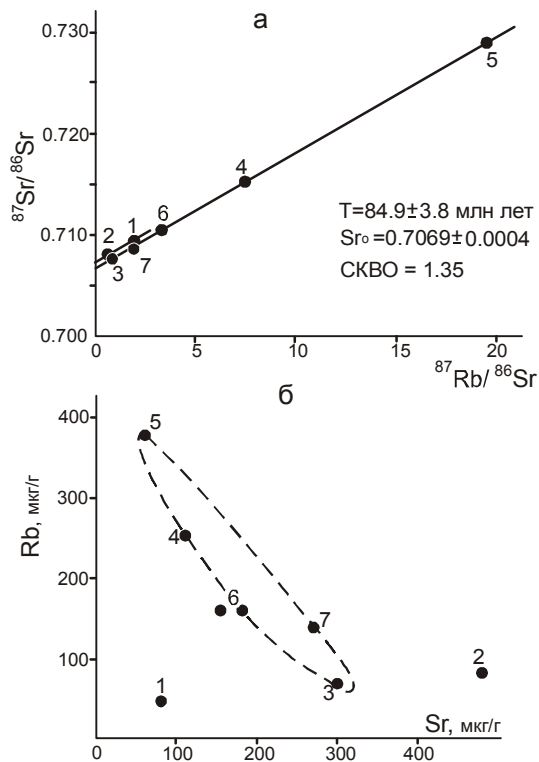


Рис. 4. Изохрона (а) и диаграмма Rb/Sr (б) для Атарбайского субинтрузива, номера точек согласно табл. 1.

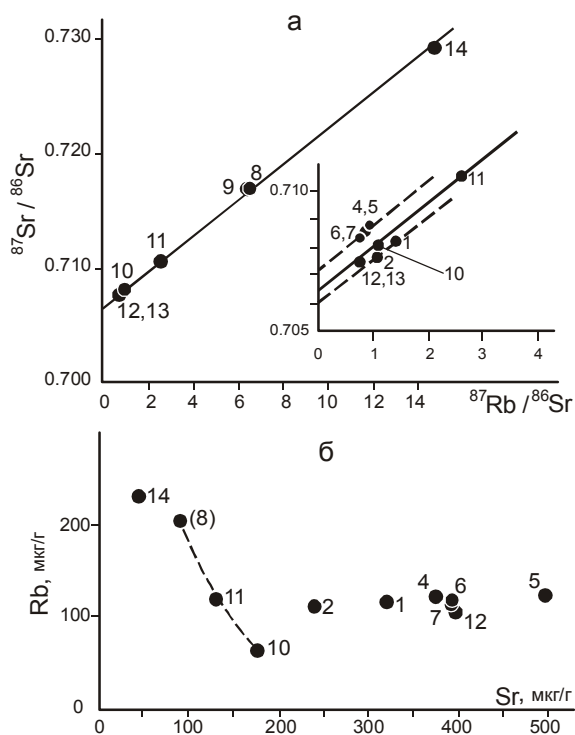


Рис. 5. Изохрона (а) и диаграмма Rb/Sr (б) для Верхнеаллахского субинтрузива, номера точек согласно табл. 2.

Таблица 1. Рубидий-стронциевые данные для пород и минералов Атарбайского массива.

№ п/п	Номер пробы	Анализ. материал	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Параметры изохрон
			мкг/г				
1	400-4/231Г	пироксен	51.1	83.2	1.776	0.70867±33	
2	400-4/231Б	плагиоклаз	89.6	485.1	0.567	0.70815±30	
3	400-4/231В	ортоклаз	76.7	300.6	0.739	0.70778±22	
4	400-4/231А	основная масса	283.7	110.2	7.450	0.71539±21	
5	400-4/231Д	биотит	383.8	60.8	18.292	0.72915±22	СКВО=1.35
6	400-5	дацит, порода	162.3	175.1	2.683	0.71063±22	T=84.9±3.8 млн лет
7	448-3	дацит, порода	148.3	273.0	1.572	0.70867±33	Sr ₀ =0.7063±0.00036

Таблица 2. Рубидий-стронциевые данные для пород и минералов Верхнеаллахского массива.

№ п/п	Номер пробы	Анализ. материал	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Параметры изохрон
			мкг/г				
1	217-1	дацит, порода	115.2	320.1	1.042	0.70766±18	T=121±15 млн лет Sr ₀ =0.7059
2	217-1		112.2	241.8	1.343		
3	217-1		112.2	238.4	1.362	0.70814±32	
4	217-2	ортоклаз	121.8	374.0	0.942	0.70884±11	T~131±30 млн лет Sr ₀ ~0.7072
5	217-2		123.8	493.7	0.726	0.70836±12	
6	217-4	плагиоклаз	118.0	391.9	0.871	0.70849±33	
7	217-4		111.5	391.9	0.823	0.70851±36	
8	217-3	биотит	205.7	90.2	6.608	0.71695±15	T=115±8 млн лет Sr ₀ ~0.7063±0.0004 СКВО=0.08
9	217-3		206.5	91.9	6.507	0.71707±21	
10	217-5	пироксен	62.3	174.3	1.034	0.70805±20	
11	217-6	основная масса.	117.1	130.3	2.601	0.71062±12	
12	190	дацит, порода	102.2	393.6	0.748	0.70752±19	
13	190		102.1	395.9	0.746	0.70751±12	
14	5	биотит	230.6	45.1	14.83	0.72918±39	

Атарбайского субинтрузива (рис. 3). Вмещающими породами для него являются андезиты и андезибазальты с горизонтами риолитов, выделенные С.И. Гороховым в качестве неокомового кялинского комплекса, кислые вулканы, предположительно позднемелового возраста, и осадочные породы верхоянского комплекса. Те и другие сильно ороговикованы. Установлена следующая последовательность формирования плутона: 1) микродиориты и микрогаббро; 2) расслоенное роговообманковое габбро с переходами к среднезернистым пятнистым гибридным диоритам и кварцевым диоритам; 3) адамеллиты и гранодиориты крупнозернистые (главная фаза); 4) гибридные гранит-порфиры и порфиридные граниты; 5) дайки и субвулканические мелкие тела риолитов и риодацитов. Все пять фаз проявлены с различной плотностью в общем контуре в виде овала размером 20×8 км с явными признаками замещения одних пород другими *in situ* [16]. С востока к Сизинджинскому плутону примыкает структурно с ним не связанная лакколитообразная интрузия аляскитовых гранитов. Аляскитовые граниты, по материалам С.И. Горохова и нашим данным, – наиболее поздние магматические образования в структуре Куйдусунской вулканической зоны.

Диориты содержат в различной степени ассимилированные ксенолиты микродиоритов и микро-

габбро угловатой или чаще округлой формы размером от первых сантиметров до метров. Участками сохранились отдельные септы микродиоритов протяженностью до 100 и более метров. Как правило, мелкие ксенолиты в значительной мере ассимилированы и представляют собой пятнистые обособления, обогащенные тонкоиглольчатым амфиболом с реликтами длиннопризматических зерен плагиоклаза с такими же морфологическими особенностями, как и в микродиоритах.

Адамеллиты имеют более однородный состав, но в них также встречаются рестины диоритов и микродиоритов в виде шлиров или округлых ксенолитов. С другой стороны, в диоритах вблизи контакта с адамеллитами отмечаются порфиридные выделения кислого плагиоклаза и округлые выделения гранитного состава, аналогичные по структуре и составу адамеллитам основного массива (псевдоксенолитовые мигматиты [16]). Между отдельными порфиридными областями и гранитоидными выделениями наблюдается весь переходный спектр. Данные цирконметрии и об изотопном возрасте находятся в хорошем соответствии с геологическими и петрографическими данными.

В Сизинджинском массиве были выделены и изучены цирконы из микродиоритов, диоритов и ада-

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов (проба 554).

N п/п	Размер фракции, µм, и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет, по		
			Pb	U	$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^a}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^a}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
					U/Pb =56.8		443	0.0482±4	0.3239±5		0.0940±8	0.0141±1	0.45
2	-100+85, 50 зерен	0.13	3.84	223	505	0.0481±3	0.3012±2	0.0940±8	0.0142±1	0.58	91.3±0.7	90.7±0.5	106±15
3	-150+100	0.50	2.07	114	428	0.0489±3	0.3256±1	0.0968±8	0.0144±1	0.52	93.8±0.7	92.0±0.4	142±16

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; прочерк – навеска циркона не определялась. Величины ошибок изотопных отношений соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

меллитов. Цирконы микродиоритов отличаются нечеткими границами и замутненностью, обусловленной метамиктным распадом. В силу этих причин достоверные данные по изотопному составу этих пород не были получены.

Цирконы, выделенные из пробы диорита (обр. 554), представлены идиоморфными, субидиоморфными прозрачными, бесцветными и желтоватыми кристаллами короткопризматической, призматической и игольчатой формы. Поверхность граней частично корродирована. Размер кристаллов составляет 50–350 µм; $K_{\text{удл.}}=2.0\text{--}6.0$. Для внутреннего строения циркона характерно присутствие магматической зональности, а также усвоенных ядер в отдельных кристаллах. Около 10 % пробы составляют непрозрачные зерна короткопризматического облика светло-коричневого цвета, в центральных частях которых выявляются метамиктизированные ядра неправильной формы, сходные с цирконами микродиоритов.

U-Pb изотопные исследования проведены для двух микронавесок (10 и 50 зерен, фракция -100+85 µм; № 1 и 2, табл. 3) и одной навески 0.5 мг (фракция -150+100 µм; № 3, табл. 3) идиоморфных прозрачных зерен циркона длиннопризматического габитуса. Как видно из рис. 6а и табл. 3, точки изотопного состава микронавесок циркона субконкордантны, а циркон из фракции -150+100 µм характеризуется более древним значением возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 142 ±16 млн лет, что свидетельствует о присутствии в нем более древнего унаследованного компонента радиогенного свинца. При этом точка его состава удалена от нижнего пересечения дискордии, рассчитанной для всех проанализированных фракций циркона, соответствующего возрасту 90±1 млн лет (СКВО=0.11, верхнее пересечение отвечает 1522±700 млн лет, рис. 6а). Морфологические особенности исследованного циркона указывают на его магматическое происхождение.

Циркон, выделенный из пробы адамеллита (проба 655-1), представлен идиоморфными, суб-

идиоморфными прозрачными, реже полупрозрачными бесцветными и желтоватыми кристаллами короткопризматической формы. Ограничение кристаллов представлено призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111}. Поверхность граней частично корродирована. Размер кристаллов составляет 50–250 µм, $K_{\text{удл.}}=1.4\text{--}2.0$. Для внутреннего строения циркона характерно присутствие магматической зональности и унаследованных, также зональных ядер или их реликтов. U-Pb изотопные исследования проведены для двух микронавесок, состоящих из 25 и 40 наиболее идиоморфных, прозрачных зерен циркона (фракции -100+85 µм и >100 µм), не имеющих видимых в проходящем свете ядер или их реликтов (№ 1 и 2, табл. 4), при этом 40 зерен циркона были подвергнуты предварительной аэробразивной обработке [21]. Кроме того, изотопные исследования выполнены и для циркона из фракции -85+60 µм, подвергнутого предварительной кислотной обработке. Как видно из рис. 6б и табл. 4, точки изотопного состава микронавесок циркона субконкордантны, и среднее значение их возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) составляет 91.0±3.5 млн лет (СКВО=2.1). Остаток циркона после кислотной обработки характеризуется присутствием в нем более древнего унаследованного компонента радиогенного свинца, при этом точка его состава удалена от нижнего пересечения дискордии, рассчитанной с достаточно большой погрешностью (возраст нижнего пересечения отвечает 90.3±9.3 млн лет) и СКВО=3.0 для всех проанализированных фракций циркона. Учитывая морфологические особенности исследованного циркона, указывающие на его магматическое происхождение, среднее значение возраста субконкордантного циркона **91.0±3.5 млн лет** мы принимаем в качестве оценки времени его кристаллизации. В целом можно отметить, что цирконы основной генерации (около 90 %) в диоритах и адамеллитах по морфологическим признакам и внутренней структуре

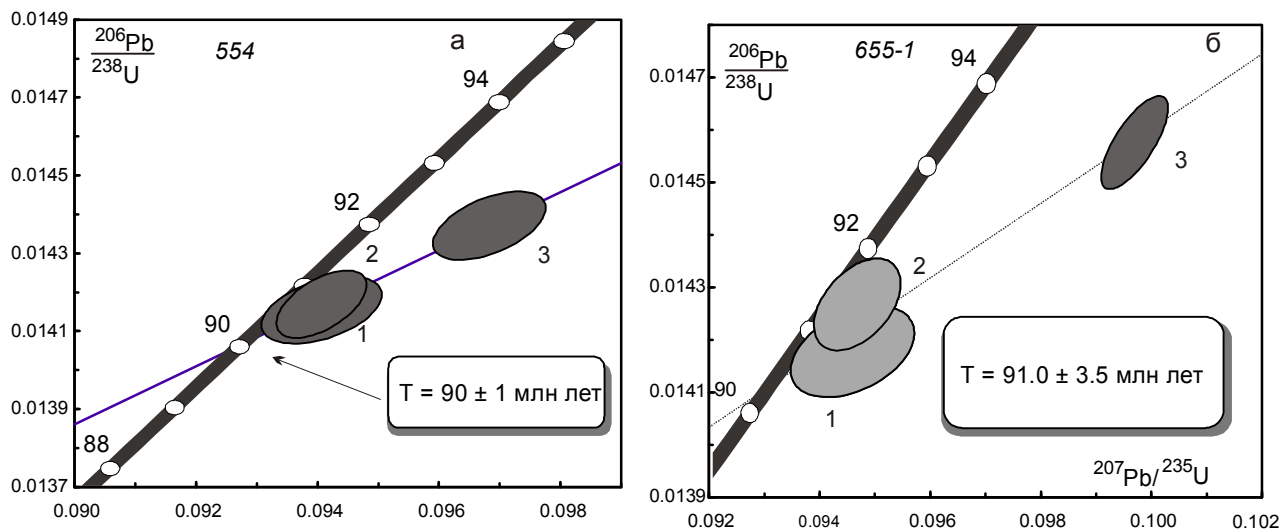


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для цирконов из диоритов (а) и адамеллитов (б) Сизинджинского массива.

Таблица 4. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов (проба 655-1).

N п/п	Размер фракции, µт, и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет, по		
			Pb	U	$\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	$\frac{207\text{Pb}^a}{206\text{Pb}}$	$\frac{208\text{Pb}^a}{206\text{Pb}}$	$\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$		$\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$
1	-100+85, 25 з.	-	U/Pb=66.3		508	0.0484±4	0.1649±1	0.0946±9	0.0142±1	0.41	91.7±0.9	90.7±0.4	118±21
2	>100, А 10%, 40 з.	0.09	22.8	1483	697	0.0481±3	0.1769±1	0.0946±6	0.0143±1	0.46	91.8±0.6	91.3±0.3	105±14
3	-85+60, кисл. обр.	-	U/Pb=64.8		4217	0.0496±1	0.1753±1	0.0997±2	0.0146±1	0.74	96.5±0.2	93.3±0.2	177±3

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; А 10% – количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона; кисл. обр. – остаток циркона после кислотной обработки; прочерк – навеска циркона не определялась; 25 з. – количество проанализированных зерен циркона. Величины ошибок изотопных отношений соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

близки между собой. Возможно, образование короткопризматических зерен циркона в диоритах произошло в процессе наложенной гранитизации, связанной со становлением адамеллитов главной фазы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В 70–80-х годах планомерные фитостратиграфические исследования в Ульяновском прогибе проводил Е.Л. Лебедев, им было выделено и описано десять флористических комплексов [11]. На основе этих исследований, а также крупномасштабного картирования была разработана стратиграфическая схема Ульяновского прогиба, которая в 1990 г. была утверждена Межведомственным стратиграфическим комитетом. Возраст вулканогенных образований Ульяновского прогиба был определен как неоком-маастрихтский. Согласно этой схеме, неокомовые (возможно позднеюрско-неокомовые [11]) и ниже-верхнемеловые вулканические комплексы (собственно Охотско-Чукотского вулканического пояса [3]) оказались про-

странственно совмещенными в едином разрезе со стратиграфическим перерывом (готерив-апт), составляющим около 25 млн лет.

Изотопные датировки калий-аргоновым методом образуют разброс от 150 до 55 млн лет с плосковершинным распределением (рис. 7). Выборочные данные для конкретных стратиграфических подразделений центральной части Ульяновского прогиба, в которой особенно четко проявлена моноклиальность залегания и уверенно устанавливается стратиграфическая последовательность напластования пород, обнаруживают более кучное распределение возрастов (рис. 7), но разброс все же большой, их средние характеристики, скорее, свидетельствуют об относительном, нежели истинном возрасте пород.

Особенность юго-западного фланга Ульяновского прогиба заключается в том, что здесь вулканы залегают полого и моноклиаль с омоложением пород в сторону Охотского моря выражена значительно слабее, чем в центральной и северо-восточной час-

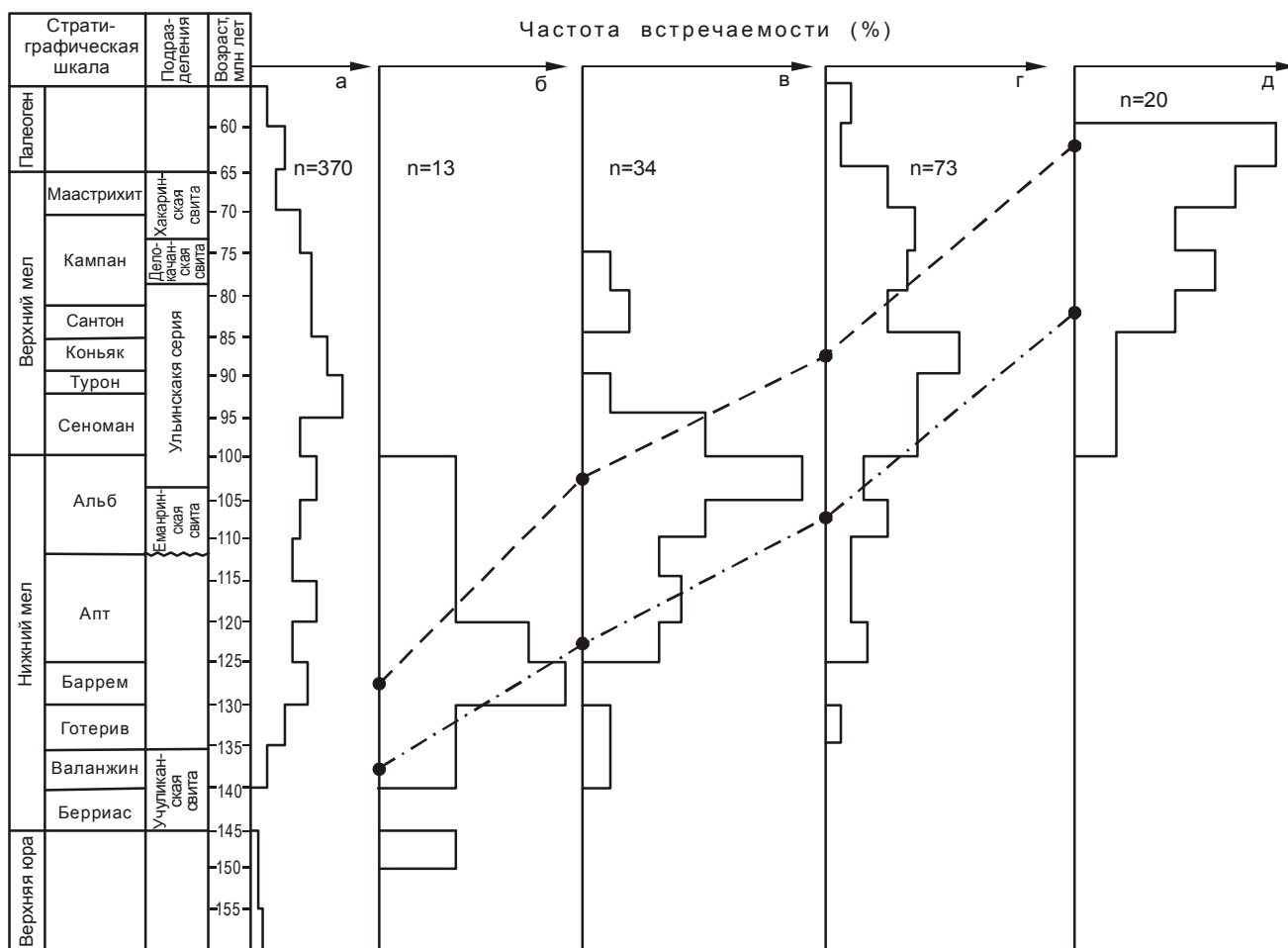


Рис. 7. Гистограммы К-Аг возрастов Ульинского прогиба (по материалам геолого-съёмочных работ): а) прогиб в целом; б) учуликанская свита; в) еманринская свита; г) ульинская серия; д) хакаринская свита.

тях прогиба. Поэтому здесь зачастую можно наблюдать налегание на общем фундаменте пород разных стратиграфических уровней. Ситуация осложняется тем, что картирование этой части вулканогена проводили разные геологические организации и использовались различные стратиграфические схемы. В силу перечисленных обстоятельств отобрать пробы в едином непрерывном разрезе не представлялось возможным. Но поскольку нами были опробованы практически все основные толщи кислых вулканитов, при этом часть проб отбиралась в непрерывном разрезе, то в целом опробование оказалось достаточно полным. Полученные датировки полностью согласуются с той стратиграфической последовательностью пород, которая намечалась по геологическим данным. В результате проведенных исследований обоснован возраст пород верхней части разреза еманринской свиты и нижней половины ульинской серии.

К сожалению, на сегодня отсутствуют определения возраста прецизионными методами пород учули-

канской свиты и нижней части разреза еманринской свиты, в итоге пока не получено подтверждение о наличии стратиграфического перерыва (25 млн лет) между образованием пород учуликанской и еманринской свит, также остается открытым вопрос относительно возраста завершающих разрез Ульинского прогиба трахибазальтов хакаринской свиты.

В отличие от Ульинского прогиба, Куйдусунская зона сложена преимущественно породами кислого состава – игнимбритами и, менее, туфами. Породы среднего состава присутствуют в ограниченном объеме, главным образом в основании вулканогенного разреза. Низкая окисленность железа в породах, высокая железистость темноцветных минералов, дефицит европия, низкая магнитная восприимчивость пород – все эти признаки однозначно указывают на резко восстановительные условия формирования магматических пород Куйдусунской зоны [17]. По геохимическим особенностям, формационному составу и металлогенической

специализации магматические породы этой структуры являются аналогом внешней зоны Сунгари-Селитканского пояса, включающего Хингано-Олонойскую, Таланджинскую, Юринскую и Каменушинскую вулcano-тектонические депрессии, Баджальскую, Эзопскую и Ям-Алинскую зоны [17].

В стратиграфическом отношении Куйдусунская зона наименее изучена. В силу резких отличий в формационном составе вулканитов, прямая корреляция вулканических толщ Ульяновского прогиба и Куйдусунской зоны невозможна. Бедность флористическими остатками и отсутствие изотопных датировок прецизионными методами обусловили разные подходы к стратиграфии этого района. Калий-аргоновые определения возраста в Куйдусунской зоне немногочисленны и имеют разброс цифр от неокома до палеогена включительно.

На сегодня существуют две схемы магматизма Куйдусунской вулканической зоны. В.Б. Григорьев, проводивший картографирование северо-западного фланга Куйдусунского вулканогена, выделил в основании разреза комплекс вулканических образований контрастного химического состава с преобладанием андезитов вверху (авлинская свита) и комплекс риолитов, их туфов и игнимбритов внизу разреза (хороньжинская толща). Эта часть разреза Куйдусунской зоны по петрографическому составу в значительной мере напоминает разрез Ульяновского прогиба. Опираясь на фитостратиграфические исследования В.В. Кирьяновой [8], возраст этих отложений определен как альб, возможно нижняя часть сеномана. Верхняя, основная часть разреза, сложенная игнимбритами и туфами кислого состава, расчленена на джостачанскую, нитканскую и когарскую свиты. В верхней, когарской свите значительный объем составляют игнимбриты среднего состава. Возраст этой части разреза на основе определения растительных остатков принят как поздне меловой (сеноман–коньяк). Вместе с тем, сама В.В. Кирьянова полагает, что “возраст флористически охарактеризованных толщ нужно считать условным, поскольку в комплексах отсутствуют многие известные для мела группы растений” [8, с.129]. С.В. Щепетов [19], проанализировав списки флоры, описанной В.В. Кирьяновой, пришел к выводу, что на их основании можно говорить о меловом возрасте вулканитов Куйдусунской зоны и не более того.

В юго-восточной части Куйдусунской зоны разрез вулканогенных образований по результатам геолого-съемочных работ оказался во многом сходен с вышеописанным (Горохов, Архангельская, 1987 г.) В основании разреза здесь выделен существенно андезитовый кялинский комплекс в составе муканской и

кадамской толщ. Муканская и кадамская толщи на основании главным образом калий-аргоновых определений возраста сопоставляются с учуликанской свитой Ульяновского прогиба. Слагающие верхнюю часть разреза вулканические породы кислого состава, преимущественно игнимбриты, расчленены на серию толщ и свит, объединенных в куйдусунский комплекс.

К югу от основного Куйдусунского поля вулканитов, обрамляя с запада Ульяновский прогиб, прослеживается на расстоянии 200 км цепочка разрозненных выходов мезозойских вулканических пород и многочисленные интрузии гранитоидов. Это породы известково-щелочной серии, на диаграмме Пирса фигуративные точки располагаются в поле образований вулканических дуг, а точки части массивов соответствуют внутриплитным гранитам [4]. Судя по окисленности железа, эти магматические образования относятся в основном к ильменитовой серии и являются южным продолжением Куйдусунской вулканической зоны. Исключение составляют Среднеюдомский массив и ряд мелких штоков, расположенных в непосредственной близости от западной границы Ульяновского прогиба и характеризующихся высокой окисленностью железа.

В отличие от вулканических пород, для гранитоидов этой зоны имеется значительное количество данных изотопного возраста, включая Rb-Sr и Ar-Ar методы. Эти материалы обобщены в работе [4]. Намечена следующая последовательность магматических событий. Наиболее ранними являются мелкие интрузивы и дайки габбродиоритов, диоритовых порфиритов и гранит-порфиров, для них приводятся K-Ar датировки от 168 до 140 млн лет. Эти малые интрузивные формы концентрируются главным образом в центральной части Южно-Верхоянского метаморфического пояса и по возрасту являются дометаморфическими. Более молодой возраст имеют крупные гранитоидные массивы (Уэмляхский, Тарабаганнский, Желиндженский, Дыбинский и др.), образующие западный фланг Куйдусунской вулканической зоны. Эти интрузивы, судя по результатам K-Ar, Rb-Sr определений возраста, характеризуются длительной (155–122 млн лет) термальной историей формирования. По Ar-Ar определениям, закрытие K-Ar системы биотита и роговой обманки гранодиорита Уэмляхского массива произошло, соответственно, 123.3 и 122.7 млн лет назад [4]. Для гранодиорита Тарабаганнахского плутона по биотиту получен Ar-Ar возраст 120 ± 1 млн лет. Эти даты близко соответствуют возрасту (119 ± 0.5 млн лет) дислокационного метаморфизма Южно-Верхоянского метаморфического пояса [18].

Третью группу образуют гранитоидные плутоны альбского возраста. Типичными представителями этой возрастной группы являются Кютепский и Дарлерчанский интрузивы. По данным Ar-Ag определений, закрытие K-Ag системы биотита лейкогранитов Дарлерчанского интрузива произошло 107 млн лет назад. K-Ag возраст Кютепского массива – 119–96 млн лет [4]. С этим интрузивным комплексом связана оловянная, олово-полиметаллическая и олово-вольфрамовая минерализации. В этой связи альбская датировка дацитов Верхнеаллахского субинтрузивного массива, занимающего крайнее западное положение в Куйдусунской зоне и контролирующего крупный олово-полиметаллический узел, на наш взгляд, не представляется аномальной. По данным [5], к северо-западу от Куйдусунского вулканогена, в пределах Курумо-Гельдинского рудно-магматического узла также проявились три этапа магматизма: 155–150, 121–126 и 100–105 млн лет. Первые два специализированы на золото, а последний имеет олово-серебряную специализацию.

Исходя из приведенных материалов о возрасте гранитоидов на продолжении и обрамлении Куйдусунского вулканогена и полученных нами датировок гранитоидов Сизинджинского массива и дацитов Атарбайского субвулкана, продолжительность магматизма в Куйдусунской вулканической зоне и ее обрамлении охватывает интервал от поздней юры по коньяк, возможно – сантон включительно. Магматические продукты разных этапов пространственно нередко совмещены, тем не менее, достаточно отчетливо просматривается тенденция омоложения пород в направлении с запада на восток. Вместе с тем, детальность геохронологических исследований пока не позволяет однозначно сказать, проявлялся ли магматизм непрерывно или в виде ограниченных во времени магматических циклов. В пользу цикличности говорит повторение во времени однотипных по структуре и составу пород крупнообъемных субвулканических массивов, сложенных игнимбритоподобными породами: Атарбайский массив – 85 млн лет, расположенный западнее Верхнеаллахский массив – 114–107 млн лет, Тарынский (верховья р. Индигирки) – 150 млн лет (U-Pb SHRIMP метод, устное сообщение А.В. Прокопьева).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Максимум вулканической активности в Ульинской и Куйдусунской зонах, как и на остальной территории Охотско-Чукотского пояса, приходится на сенман, но достаточно активно проявился и альбский этап магматизма. Полученные новые данные о возрасте вулканических пород западного сектора

Охотско-Чукотского вулканогенного пояса подтверждают вывод о синхронности образования Сунгари-Селитканского и Охотско-Чукотского вулканогенных поясов. В пределах Куйдусунской вулканической зоны и в ее западном обрамлении (Южное Верхоянье) внутриконтинентальный магматизм известково-щелочной серии имел место от поздней юры до позднего мела включительно с омоложением магматической активности (так же, как и на юге Дальнего Востока) с запада на восток.

Проведенные изотопные исследования возраста магматических пород западного сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса пока не отличаются полнотой и системностью, так как отсутствуют надежные изотопные датировки вулканических пород учуликанской свиты и низов разреза еманринской свиты. По этой же причине не удалось подтвердить наличие стратиграфического перерыва (25 млн лет) между учуликанскими и альбскими отложениями. Все это требует дальнейшего проведения целенаправленных изотопных исследований в данном регионе.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 06-05-64824а, 07-05-10096к.

Авторы выражают признательность С.О. Максимова и А.А. Сорокину за прочтение рукописи и ряд ценных замечаний.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Ханчук А.И. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: ревизия возраста на основе новых Ar/Ag и U-Pb-изотопных данных // Докл. РАН. 2005. Т. 4, № 5. С. 654–658.
2. Акинин В.В., Хоуриган Дж., Райт Дж., и др. Новые данные о возрасте Охотско-Чукотского вулканического пояса (U-Pb SHRIMP датирование) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии. 6–8 июня 2006 г. Москва: ИГЕМ РАН. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 22–26.
3. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 75 с.
4. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М: ГЕОС, 2000. 228 с.
5. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ, 2003. 196 с.
6. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 295 с.
7. Дербек И.М., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Геохронология кислого вулканизма Селитканской вулкано-плутонической зоны (Дальний Восток) // Тектоника и металлогения северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Хабаровск, 2007. С. 149–150.

8. Кирьянова В.В. Меловая флора нижнего течения р. Юдома // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 121–129.
9. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
10. Крымский Р.Ш., Гавриленко В.В., Беляцкий Б.В. и др. Возраст и генезис W-Sn минерализации Верхнеурмийского рудного поля (Приамурье) по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным данным // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 552–560.
11. Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 421).
12. Лебедев В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И. Геохронология вулcano-плутонического комплекса Верхнеурмийского рудного поля (Хабаровский край, Россия): данные K/Ar, ³⁹Ar/⁴⁰Ar и Rb/Sr-изотопных методов // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 38, № 4. С. 362–371.
13. Лебедев В. А., Аракелянц М. М., Гольцман Ю. В., Олейникова Т. И. Геохронология процессов магматизма, метасоматоза и рудообразования в Верхнеурмийском рудном поле (Хабаровский край, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41, № 1. С. 70–83.
14. Мишин Л.Ф. Породные группы и серии краевых вулканических поясов. М.: Наука, 1982. 122 с.
15. Мишин Л.Ф. К тектонике окраинно-континентальных вулканических поясов Востока Азии // Тихоокеан. геология. 1986. № 6. С. 106–111.
16. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 207 с.
17. Мишин Л.Ф., Чжао Чунцзин, Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулcano-плутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 28–49.
18. Сорокин А.А., Дербек И.М., Пономарчук В.А., Сорокин А.П. Новые данные по геохронологии магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 52–63.
19. Щепетов С.В. Стратиграфия континентального мела северо-востока России. Магадан: СВКНИИ, 1995. 122 с.
20. Hourigan J. K., Akinin V.V. Tectonic and chronostratigraphic implications of new ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // Geological Society of America Bulletin, 2004. V. 116, N. 5/6, P. 637–654.
21. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
22. Kusky T. M., Jianghai Li. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton // Journ. of Asian Earth Sciences. 2003. V. 22. P. 383–397.
23. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-557. 1991. 64 p.
24. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
25. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26, N. 2. P. 207–221.
26. Steiger R.H., Jager E. Subcommittee of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36, N. 2. P. 359–362.

Рекомендована к печати В.Г. Гоневчуком

L.F. Mishin, V.V. Akinin, Ye.L. Mishin

New data on the age of magmatic rocks of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt western sector

New data are offered on the age of magmatic rocks of the western sector of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt, which includes the Ulya and Kuidusun volcanic zones. The zircon U-Pb SHRIMP method yielded four consecutive datings, 106 to 90 Ma for the upper part of the section of the Yemanrinskiy Suite and lower part of the section of the Ulya Group in the Ulya volcanic zone. In the Kuidusun volcanic zone, the Rb/Sr isotope system of voluminous volcanic intrusives was studied: Verkhne-Allakh – 115-107 Ma and Atarbai – 85 Ma. The U-Pb method based on the zircon weighted microportions yielded the granitoid age of the Sizindzhinskiy massif: adamellites – 91 Ma, and diorites – 90 Ma. New geochronological evidence suggests that the Selitkan-Sungari and the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt are coeval and form a single system of volcanic belts and zones – the Okhotsk-Sungari megabelt.

Key words: *cretaceous, volcanic rocks, granitoids, volcano-plutonic belt, eastern Russia.*