

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЛАЗЕЙСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)****Н.В. Цуканов<sup>1</sup>, С.Д. Соколов<sup>2</sup>**<sup>1</sup>ФГБУН Институт океанологии РАН, Нахимовский пр-т д. 36, г. Москва, 117997; e-mail: [kambear2011@yandex.ru](mailto:kambear2011@yandex.ru)<sup>2</sup>ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. д. 7, г. Москва, 119017; e-mail: [ssokolov43@mail.ru](mailto:ssokolov43@mail.ru)

Поступила в редакцию 31.05.2017 г.

Проведено определение возраста пород с использованием U-Pb датирования цирконов из трахидацитов и K-Ag метода по полевому шпату и по основной массе из дацитов и базальтов из меловой вулканогенной толщи Алазейского плоскогорья Колымо-Индибирской складчатой области Северо-Востока России. Исследования позволили установить возраст дацитов североседедемской свиты, формирование которой происходило в пределах вулканических поясов, как апт-сеноманский (106–97 млн лет). Возраст базальтов хангатасской свиты является палеоценовым (59 млн лет). Эти породы характеризуют этап развития региона, связанный с режимом растяжения и рифтообразования.

**Ключевые слова:** дациты, базальты, U-Pb датирование, цирконы, K-Ag возраст, магматизм, Алазейское плоскогорье, Якутия.

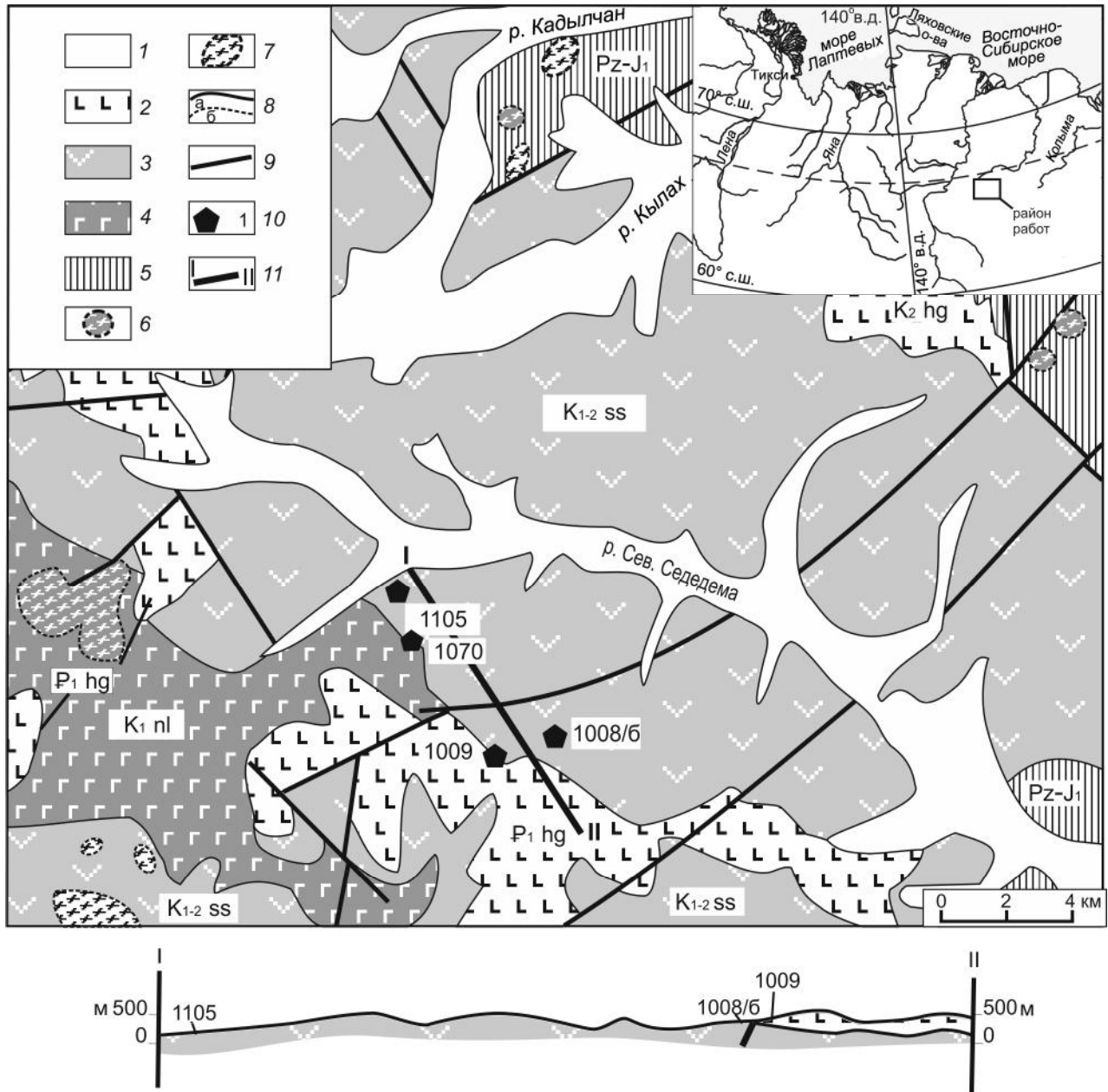
**ВВЕДЕНИЕ**

Структуры Алазейского плоскогорья принадлежат Верхояно-Чукотской складчатой области мезозой, развитые в его пределах меловые вулканогенно-туфогенные комплексы залегают на интенсивно дислоцированных образованиях позднепалеозойско-юрского возраста с резким угловым и стратиграфическим несогласием и перекрываются рыхлыми кайнозойскими отложениями [5, 12, 13]. Тектоническая природа меловых комплексов до настоящего времени остается дискуссионной. Многие исследователи рассматривают позднепалеозойско-юрские образования как комплексы, формировавшиеся в пределах палеоостроводужных систем, другие же исследователи предполагают, что они формировались как чехол Колымского массива [6, 7, 11–13].

Меловые вулканогенно-туфогенные образования Алазейского плоскогорья в некоторых работах относятся к мел-палеогеновому Белогорскому вулканоплутоническому поясу, который рассматривается как северо-западная ветвь Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) [8, 12, 13]. Они представлены преимущественно эффузивами среднего-кислого, часто щелочного состава, реже присутствуют базальты. Широко развиты туфы, преимущественно кислого состава, конгломераты, туфобрекчии и лахаровые отложения. В прослоях конгломератов, песчаников и

алевролитов встречаются углефицированные растительные остатки. Формирование этих пород происходило в континентальных условиях [12].

Меловые вулканы центральной части Алазейского плоскогорья по данным геолого-съемочных работ разделяются на несколько свит (нельканская, чебыгылахская, кадылчанская, североседедемская и хангатасская), мощность которых варьирует от первых метров до нескольких сотен метров [5, 12, 13]. Стратиграфические взаимоотношения между выделенными толщами не всегда ясны; частично они имеют фациальные взаимоотношения. Изолированность выходов различных свит, близкий состав пород, отсутствие данных о возрасте сильно осложняют восстановление тектонической природы этих образований. Поэтому новые данные о возрасте и составе пород позволяют более точно определить время накопления этих слабо изученных комплексов и восстановить геодинамическую обстановку их формирования. Изученные нами образцы относятся к североседедемской и хангатасской свитам, развитым в центральной части Алазейского плоскогорья в бассейне рек Северная Седедема и Кылах (рис 1). Возраст североседедемской и хангатасской свит, по данным [5, 12], принимается как позднемеловой и кампан-маастрихтский, соответственно. Образцы магматических пород были отобраны при проведе-



**Рис. 1.** Геологическая схема междуречья р. Северная Седедема и р. Кылах (Алазейское плоскогорье), по [3], и схематический профиль по левому борту руч. Базовый, правый приток р. Сев. Седедема.

*1* – верхнетчетвертичные и современные отложения; *2* – хангатасская свита (P<sub>1</sub>hg), базальты, андезибазальты, трахибазальты, андезиты, дациты, туфы основного среднего состава, шлаки; *3* – североседедемская свита (K<sub>1-2</sub>ss), трахидациты, трахириолиты, туфы кислого состава, лавобрекчии, реже трахиты, дациты и трахиандезиты; *4* – нельканская свита (K<sub>1</sub>nl), андезиты, дациты, андезибазальты, риолиты, туфы среднего-кислого состава, туфопесчаники, туфоалевролиты; *5* – верхнепалеозойские–юрские (Pz-J<sub>1</sub>) нерасчлененные вулканогенные и туфо-терригенные образования; *6–7* – субвулканические и интрузивные образования (K<sub>1-2</sub>): *6* – базальтов и долеритов, *7* – гранитов и риолитов; *8–9* – геологические границы: *8* – стратиграфические (*а*) и интрузивные (*б*); *9* – разрывные нарушения; *10* – места отбора проб; *11* – положение профиля. На врезке – местоположение района работ.

нии поисковых работ в 2013 г. в составе Алазейской поисковой партии (ОАО «Янгеология»). Определения возраста пород проведены с использованием уран-свинцового (U-Pb) изотопного датирования цирконов из трахидацитов североседедемской свиты

и K-Ar метода по полевому шпату и по основной массе из дацитов североседедемской свиты и базальтов хангатасской свиты.

Североседедемская свита (мощностью до 600–700 м) широко распространена, и ее выходы кар-

тируются в центральной части района в бассейне р.р. Кыллах – Северная Седема и в водораздельной части хребта Хангас-Тас. Небольшие участки ее развития расположены на северо-западе района, по левобережью р. Нелькан и на юго-востоке в бассейне р. Чебыгылах.

Она представлена преимущественно трахидацитами и трахириолитами, различными туфами от мелкообломочных до глыбовых, лавобрекчиями, реже встречаются трахиты, дациты и трахиандезиты. По данным [12] она согласно залегает на породах нельканской свиты, а с риолитами и трахириолитами чебыгылахской свиты имеет фациальные переходы. В поле распространения этой свиты картируются экзотрузивные купола, образованные риолитами и трахириолитами.

Хангатасская свита сложена базальтами (преимущественно пироксеновыми) и андезибазальтами. Реже в ее составе присутствуют трахибазальты, андезиты и дациты, а также туфы базальтов и андезибазальтов и шлаки. Эти породы образуют субгоризонтально залегающие покровы, перекрывающие все остальные меловые вулканиды. Контакты хангатасских лав с подстилающими породами, как правило, четкие и довольно ровные и иногда содержат в основании потоков редкие обломки подстилающих пород. Покровы состоят из множества маломощных потоков, количество которых иногда превышает 20. В основании потоков обычно присутствуют массивные, хорошо раскристаллизованные разновидности, которые сменяются плохо раскристаллизованными, иногда миндалекаменными лавами, а в кровле часто присутствуют шлаки. Миндалины выполнены хлоритом, кальцитом, халцедоном и реже цеолитом. Мощность потоков составляет от 1 до 30 м. Видимая мощность свиты не превышает 400 м.

Ранее возраст североседедемской свиты определялся по налеганию на образования кылахской свиты, в разрезе которой присутствуют прослои углей с флорой апт-альбского возраста [12, 13].

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

U-Pb датирование цирконов проводилось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований Всероссийского геологического института им. Карпинского (ВСЕГЕИ) в г. Санкт-Петербург. Цирконы были отобраны вручную и вместе с зернами стандартных цирконов помещены в эпоксидную смолу, пришлифованы и отполированы. Для выбора точек датирования на поверхности зерен использовались оптические и катодолюминисцентные изображения, где была видна внутренняя структура и зональность цирконов.

Измерения проводились по методике, описанной в [24], обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы [18]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668 (стандартный циркон TEMORA), что соответствует возрасту циркона 416.75 млн лет [16]. Погрешности анализов приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проводилось с помощью программы ISOPLOT/EX [18].

Определение возраста пород K-Ar методом проводилось в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН, аналитик Лебедев В.А.), г. Москва. Содержание радиогенного аргона определялось на масс-спектрометре МИ-2101 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера <sup>38</sup>Ar; определение калия проводилось методом пламенной спектрометрии. При расчетах возраста использовались константы:  $\lambda = 0.581 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>,  $\lambda = 4.962 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>, <sup>40</sup>K = 0.01167 (ат %).

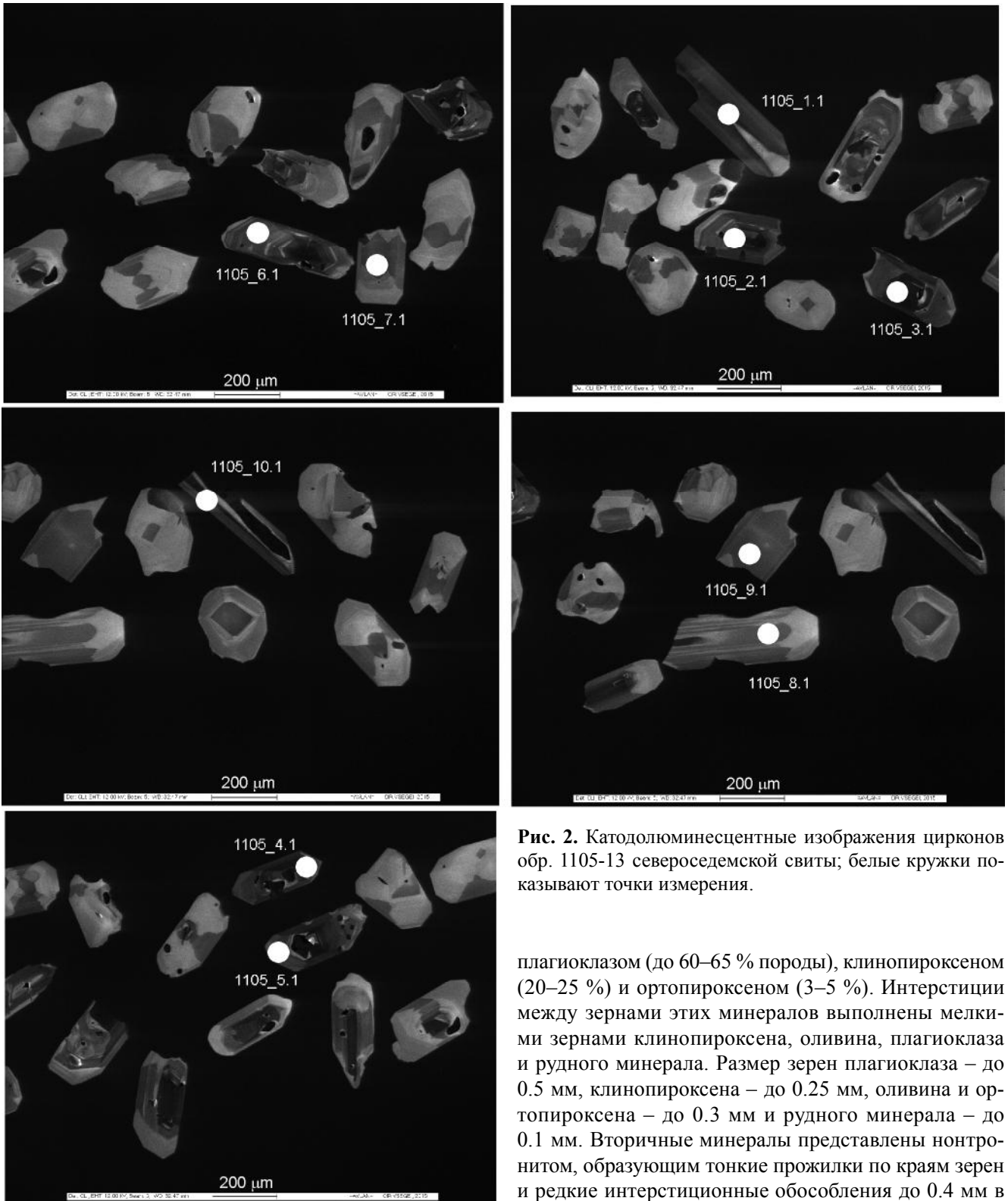
#### ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Популяция цирконов была выделена из трахидацита (обр. 1105). Это порфиновая порода, где вкрапленники (5–7 %) представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом таблитчатой формы, размером 5–10 мм. Вкрапленники амфибола (1–2 %) имеют удлиненно таблитчатую форму размером 0.5–1 мм. Редкие зерна рудного минерала образуют правильные выделения квадратного и округлого сечения размером до 0.2 мм. Матрикс образован тонким агрегатом из мелких палочковидных микролитов плагиоклаза и кварца размером до 0.05 мм. Популяция цирконов из трахидацита составляет однородную группу и представлена относительно крупными (от 200 до 450 мкм) идиоморфными коротко- и удлиненно-призматическими кристаллами. Катодолюминисцентные изображения кристаллов циркона показывают наличие хорошо выраженной магматической зональности с интенсивным свечением. Магматическая зональность чаще всего параллельна кристаллографическим ограничениям (рис. 2). Ксеногенные ядра отсутствуют, что указывает на магматическое происхождение популяции цирконов. Среднее значение возраста по 10 точкам –  $106.6 \pm 1.3$  млн лет, MSWD = 0.86. (рис. 3, табл. 1).

В верхней части ручья Базового (рис. 1) были отобраны образцы трахидацита (1008/б-13) из верхней части североседедемской свиты и базальта (1009-13) из нижней части хангатасской свиты. Тра-

хидатит имеет порфириковую текстуру, где таблитчатой формы вкрапленники плагиоклаза и калиевого полевого шпата (размером 5–10 мм) составляют 5–7 %. Они образуют сростки с рудным минералом, клинопироксе-

ном и амфиболом и погружены в стекловатую изотропную массу, обладающую перлитовой отдельностью. Образец 1009-13 представлен лейкократовым базальтом с долеритовой структурой. Он сложен основным



**Рис. 2.** Катодолуминесцентные изображения цирконов обр. 1105-13 североседемской свиты; белые кружки показывают точки измерения.

плагиоклазом (до 60–65 % породы), клинопироксеном (20–25 %) и ортопироксеном (3–5 %). Интерстиции между зернами этих минералов выполнены мелкими зернами клинопироксена, оливина, плагиоклаза и рудного минерала. Размер зерен плагиоклаза – до 0.5 мм, клинопироксена – до 0.25 мм, оливина и ортопироксена – до 0.3 мм и рудного минерала – до 0.1 мм. Вторичные минералы представлены нонтронитом, образующим тонкие прожилки по краям зерен и редкие интерстиционные обособления до 0.4 мм в

сечении, а также редко цеолитом. В целом объем вторичных минералов не превышает 2 %. По этим образцам был определен возраст К-Аг методом. Для определения возраста трахидацита были использованы полевой шпат и основная масса, а базальта – плагиоклаз (табл. 2). Для трахидацита были получены близкие значения возраста 97.7 и 100.6 млн лет, которые хорошо коррелируются с возрастом, полученным по цирконам (106.6 млн лет). При определении возраста базальта хангатасской свиты по плагиоклазу были получены значения  $59 \pm 9$  млн лет, что позволяет говорить о его более молодом возрасте.

Изученные нами вулканиды североседедемской свиты имеют преимущественно кислый умеренно щелочной состав и относятся к щелочной серии. Содержание  $\text{SiO}_2$  изменяется от 64.36 % до 74.5 %, а отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  для изученных пород варьирует от 0.6 до 1.5, редко достигая 1.8, преимущественно значения близки к 1. Сумма щелочей ( $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ ) в изученных нами породах варьирует от 7.1 до 10.4. С возрастанием концентрации  $\text{SiO}_2$  уменьшаются концентрации  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , а также Sc, V, Co, Sr. Для этих пород характерен обогащенный фракционированный характер спектров РЗЭ  $(\text{La}/\text{Sm})_n = 2.05\text{--}2.98$  и  $(\text{Sm}/\text{Yb})_n = 1.96\text{--}2.65$ .

Спайдерграммы изученных вулканидов (рис. 4) имеют характерную отрицательную аномалию Nb и Ta, что свойственно для расплавов, которые генери-

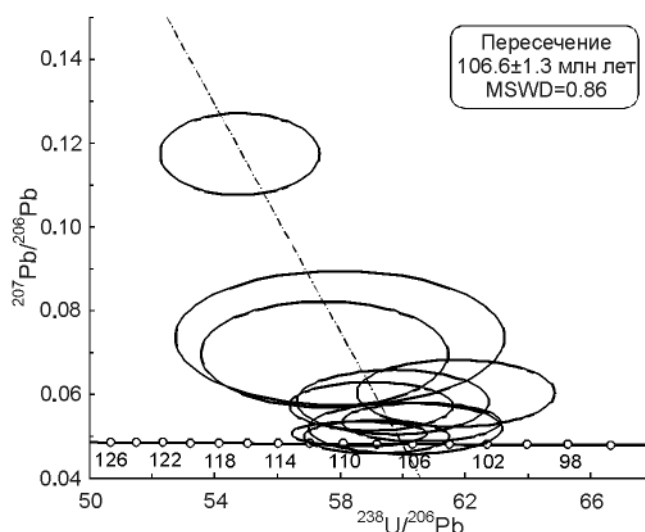


Рис. 3. График конкордии Тера-Вассербурга для U-Pb-SHRIMP данных, обр.1105-13 североседедемской свиты.

ровались в надсубдукционном мантийном клине. На этих спайдерграммах наблюдаются отчетливые отрицательные аномалии Sr, что также свидетельствует о фракционировании из расплава плагиоклаза. На спайдерграмме трахидацита (1105/13) выделяются положительные аномалии Zr и Hf. Совместное появление этих аномалий указывает на присутствие в породе зерен циркона.

Таблица 1. Результаты U-Pb-SHRIMP исследований цирконов трахидацита североседедемской свиты (обр. 1105-13).

Обр.	$^{206}\text{Pb}_c\%$	U(ppm)	Th(ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*(\text{ppm})$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст
1105_1.1	0.628	208	165	0.820	3.03	$107.7 \pm 2$	$107.2 \pm 2$
1105_2.1	0.496	406	132	0.336	5.89	$107.5 \pm 1.8$	$107.8 \pm 1.8$
1105_3.1	0.198	708	321	0.468	10.4	$108.8 \pm 1.7$	$108.7 \pm 1.7$
1105_4.1	0.549	347	112	0.333	4.91	$104.9 \pm 1.8$	$104.8 \pm 1.8$
1105_5.1	1.359	194	55	0.294	2.77	$104.9 \pm 2.3$	$105.9 \pm 2.2$
1105_6.1	1.632	143	37	0.266	1.99	$102 \pm 2.3$	$102.1 \pm 2.2$
1105_7.1	6.071	188	50	0.274	2.94	$109.4 \pm 2.9$	$106.5 \pm 2.1$
1105_8.1	1.731	141	58	0.422	2.02	$105.2 \pm 2.5$	$105.7 \pm 2.3$
1105_9.1	2.815	44	17	0.410	0.647	$107.1 \pm 4.3$	$106.7 \pm 4$
1105_10.1	1.931	63	26	0.426	0.948	$109 \pm 3.3$	$108.2 \pm 3.1$

Примечание. Погрешность –  $1\sigma$ ,  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  отражают пропорции общего и радиогенного свинца, соответственно; погрешность в калибровке стандарта 0.48. (1) – обычный свинец, скорректированный с учетом измеренного  $^{204}\text{Pb}$ , (2) – обычный свинец, скорректированный с учетом  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}\text{--}^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  конкордантного возраста.

Таблица 2. Результаты определения К-Аг возраста трахидацита североседедемской свиты (обр. 1008/б-13) и базальта хангатасской свиты (обр. 1009-13).

№ обр.	материал	Калий % $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}$ (нг/г) $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{возд}}$ (%)	Возраст, млн лет $\pm 2\sigma$
1008/б-13	основная масса	$4.64 \pm 0.05$	$32.30 \pm 0.10$	6.3	$97.7 \pm 2.2$
1008/б-13	полевой шпат	$5.58 \pm 0.06$	$40.05 \pm 0.13$	6.5	$100.6 \pm 2.3$
1009-13	плагиоклаз	$0.13 \pm 0.01$	$0.5367 \pm 0.004$	30.7	$59 \pm 9$

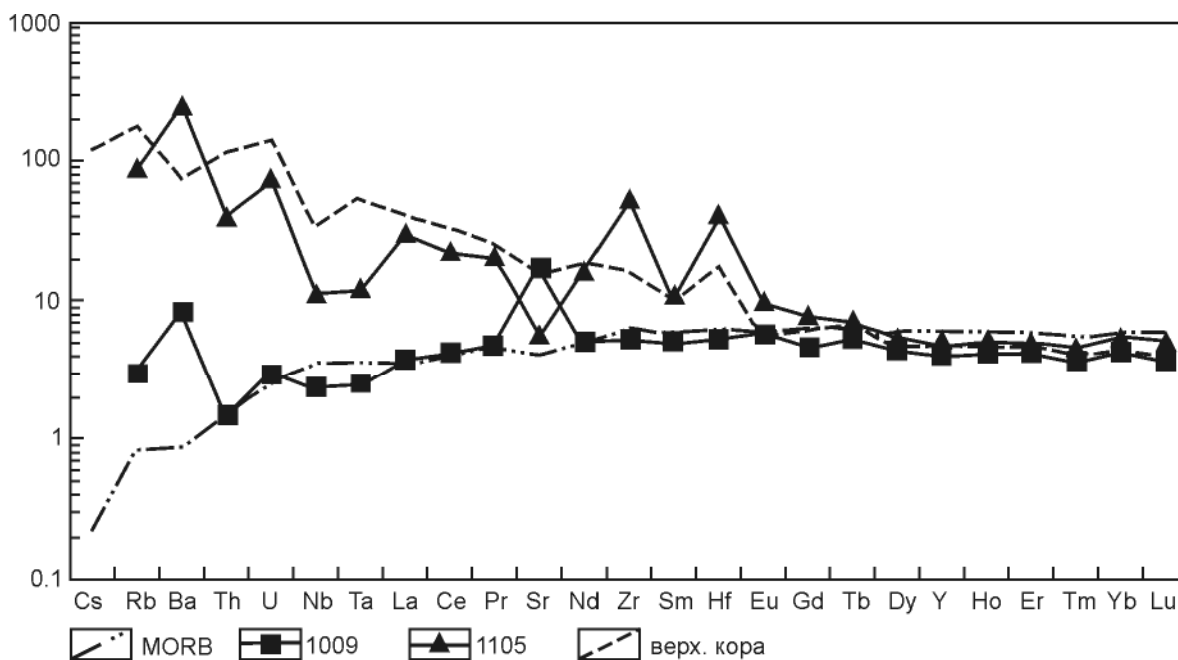


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов для обр. 1105-13 североседедемской свиты и обр. 1009-13 хангатаской свиты, нормированных к составу примитивной мантии, по [22]. Составы MORB и верхней коры взяты из работы [22].

Ранее [12, 15] вулканы североседедемской и хангатаской свит по химическому составу были включены в две группы. В первую объединяются вулканы нельканской, чебыгылахской, кадылчанской и североседедемской свит, характеризующихся широким набором пород – от андезибазальтов до риолитов. Изученные нами трахидациты североседедемской свиты принадлежат этой группе. Они характеризуются умеренной щелочностью, при соотношении калия к натрию близкому к 1, относительно постоянной общей железистостью, которая с увеличением кремнекислотности (64 до 74 %) повышается от 0.7 до 0.9, и могут быть отнесены к известково-щелочной серии. Вторая представлена потоками базальтов, которые перекрывают образования североседедемской свиты, и долеритами, которые в виде даек находятся в поле развития пород североседедемской свиты в непосредственной близости от контакта с образованиями хангатаской свиты.

Изученный нами базальт относится ко второй группе пород, которая по всем петрогеохимическим параметрам резко отличается от пород первой группы [15]. В соответствии с низкими концентрациями  $P_2O_5$ ,  $K_2O$  (0.15, 0.11) и средними содержаниями  $TiO_2$  (0.95), они близки по составу к базальтам толеитовой серии. Это подтверждают и данные по содержанию в них других петрогенных оксидов и редких элементов. Спектры РЗЭ носят деплетированный характер  $(La/Sm)_n = 0.74-0.86$  и  $(Sm/Yb)_n = 1.17-1.49$ , при

этом они характеризуются высокими содержаниями Zr ( $Zr/Y$  до 3.14) и высоким отношением  $Zr/Nb$  (более 34). Спайдерграмма (рис. 4) также характерна для пород толеитовой серии с  $(Nb/La)_n = 0.51-0.61$  и  $(Th/Nb)_n = 0.65-0.89$  и сходна с таковой MORB.

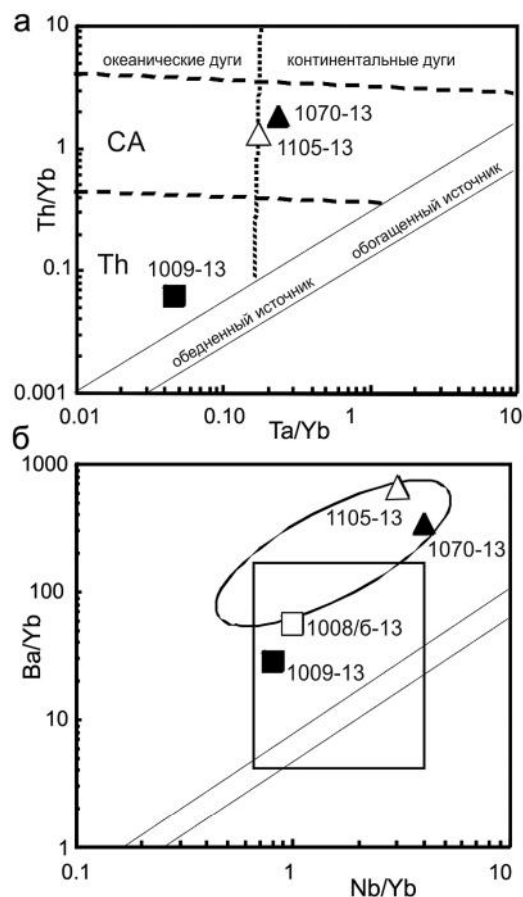
Изотопные составы трахидацита и базальта в целом характеризуются деплетированными значениями  $\epsilon Nd(T)$  (+4.7 у трахидацита и +9.04 у базальта). Высокие значения  $\epsilon Nd(T)$  для наименее фракционированного базальта соответствуют обедненному мантийному резервуару типа MORB. Более низкие значения  $\epsilon Nd(T)$  для трахидацита и наблюдающаяся определенная зависимость  $\epsilon Nd(T)$  от содержания  $SiO_2$  позволяют предполагать контаминирование расплавов сиалическим материалом, которым, вероятно, являлись вмещающие их вулканогенно-терригенные образования верхнего палеозоя–нижнего мезозоя. Такой вывод подтверждается также повышенными соотношениями изотопов стронция  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0.7054) и свинца  $^{206}Pb/^{204}Pb$  (18.593),  $^{207}Pb/^{204}Pb$  (15.531),  $^{208}Pb/^{204}Pb$  (38.132) у трахидацита. У базальта они составляют:  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7034$ ,  $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.436$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.525$ ,  $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.047$ ). На диаграммах соотношения изотопов неодима и стронция фигуративные точки трахидацита смещены в сторону ЕМII и попадают частично в поле Охотского сектора ОЧВП [1, 2].

На дискриминантной диаграмме соотношений  $Th/Yb-Ta/Yb$  [20] трахидацит североседедемской свиты попадает в поле пород известково-щелочной

серии континентальных вулканических дуг (рис. 5 а). Базальт хангатасской свиты находится в области толеитового вулканизма и на диаграмме соотношений Nb/Yb–Ba/Yb [21] попадает в поле рифтовой зоны. Судя по соотношению (Ba/La) и (La/Yb)<sub>n</sub> [17], составы практически всех изученных образцов являются результатом взаимодействия субдукционной и N-MORB компонент.

Исследование геохимического и микроэлементного состава пород показывает, что образования североседедемской свиты, вероятно, формировались в пределах вулканического пояса континентальной островной дуги или окраинного вулканического пояса [15]. Учитывая геологическое строение района, где меловые вулканы перекрывают палеозойско-юрские складчатые комплексы, можно предполагать, что они формировались в пределах континентального вулканического пояса. Сходные по возрасту (ранний-поздний мел) и составу комплексы широко представлены в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) [1, 3, 4, 14]. Как было показано во многих работах [3, 4], ОЧВП обладает сложной структурной и петрографической зональностью. Поперечная неоднородность пояса выражается в изменении доли кислых изверженных пород в том или ином сегменте или секторе пояса. В пределах ОЧВП, по данным [3, 4], выделяется Западно-Охотская и Восточно-Чукотская фланговые зоны, Охотский, Пенжинский, Анадырский и Центрально-Чукотский секторы или сегменты. Некоторые из этих сегментов (Западно-Охотский и Центрально-Чукотский) прослеживаются далеко в глубь Азиатского континента и характеризуются большим объемом игнимбритов и антидромной последовательностью вулканизма [1, 3, 4]. Обычно последовательность извержений начинается с лав и туфов среднего состава, затем извергаются кислые породы, а затем снова андезиты, игнимбриты и туфы риолитов и риодацитов. Завершается вулканизм во всех сегментах субщелочными базальтами и андезибазальтами. Отмечается большое количество субвулканических и plutonic интрузий гранитоидного ряда.

По составу изученные меловые вулканические комплексы Алазейского плоскогорья близки к вулканитам Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), развитие которого происходило от среднего альба до раннего кампана [1, 2]. Полученные нами данные об альб-сеноманском возрасте пород североседедемской свиты хорошо укладываются в интервал функционирования ОЧВП. При этом U-Pb возраст трахиандезита соответствует началу вулканизма ОЧВП – 106 млн лет [2, 23]. Проблема заключается в пространственном положении вулканических североседедемской свиты вдали от основного поля вулка-



**Рис. 5.** Вариационные диаграммы зависимостей концентраций элементов и их отношений для верхнемеловых пород Алазейского плоскогорья.

Обр. 1070-13, 1105-13, 1008/6-13 (североседедемская свита), обр. 1009-13 (хангатасская свита).

На рис. используются диаграммы из работ [20, 21].

На диаграмме 5 а: СА – известково-щелочная, Th – толеитовая серии.

На диаграмме 5 б: овал – поле составов вулканических Марианской дуги, прямоугольник – Марианского трюга. Поля на диаграммах по работе [21].

нитов ОЧВП, что не позволяет рассматривать их как надсубдукционные образования андийской окраины. Возможно, их образование было связано с растяжением в тылу ОЧВП. В работе [19] предполагается, что магматизм с возрастом 120–105 млн лет является следствием изменения тектонического режима от сжатия к растяжению и может представлять собой одно из последствий начала рифтинга в Американо-Арктическом бассейне Арктики. К сожалению, имеющихся данных не достаточно, чтобы однозначно восстановить геодинамическую природу этих комплексов.

Толеитовые базальты хангатасской свиты отличаются по составу от нижележащих меловых пород. Расплавы такого рода генерируются в условиях рас-

тяжения земной коры. Учитывая особенности химического состава этих пород и геологическое строение региона, можно предположить, что их формирование происходило в рифтовых зонах, образование которых сопровождало окончание развития вулканического пояса. С другой стороны, по времени формирования ( $59 \pm 9$  млн лет) они значительно оторваны от щелочных вулканитов североседедемской свиты. Принимая во внимание, что базальты могут залегать в виде даек, можно предполагать, что данные базальты сформировались позднее, когда для этого региона были характерны условия растяжения и рифтообразования [2, 5, 6]. В восточной Арктике и на ее обрамлении известен кайнозойский вулканизм, представленный базитовыми формациями, который проявлялся в виде небольших размеров покровов и даек [1, 7, 9]. Оливиновые базальты палеоцена–эоцена встречаются в арктической части Северной Якутии и Чукотки. Широко они проявились в западной части арктического бассейна в Гренландии. Предполагается, что они связаны с начальными этапами раскрытия Евразийского бассейна [7, 10].

#### ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволили установить возраст трахидацитов и базальтов североседедемской и хангатаской свит вулканического комплекса Алазейского плоскогорья. Возраст дацитов североседедемской свиты определяется как апт-сеноманский (106–97 млн лет), а возраст базальтов хангатаской свиты как палеоценовый ( $59 \pm 9$  млн лет). Формирование вулканических комплексов происходило в два этапа. Вначале накапливались умеренно щелочные комплексы известково-щелочной серии, и их образование происходило в пределах вулканического пояса. На втором этапе формировались вулканиты толеитовой серии, которые характеризуют этап развития региона, связанный с режимом растяжения и рифтообразования.

Работа выполнена в рамках тем № АААА-А17-117030610114-1 и № 0149-2015-0030, № 0149-2018-0015 и при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00795.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканического пояса // Петрология, 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
- Акинин В.В. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики. Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук М.: ИГЕМ РАН, 2012. 43 с.
- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
- Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение р. Энмываам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 108 с.
- Геологическая карта Якутии. Верхнеиндигирский блок. 1:500 000. СПб: ВСЕГЕИ, 2000.
- Гринберг Г.А., Гусев Г.С., Милановский Е.Е., Мокшанцев К.Б., Славин В.И., Хаин В.Е. Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных // Геотектоника. 1977. № 4. С. 32–45.
- Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В. Кораго Е.А., Симонов В.А. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2013, № 8. С. 1126–1144.
- Константинов А.К., Некрасов А.Г. Потенциально урановорудный Хангатаский район на Алазейском поднятии Северо-Востока России // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М: Издание ВИМС, 2009. С. 165–168. (Информ. сбор. Вып 154.)
- Кораго Е.А., Столбов Н.М. Позднекайнозойский вулканизм северной Евразии и ассоциирующие с ним глубинные ксенолиты // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 238–251.
- Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника, 2013. № 1. С. 1–32.
- Мерзляков В.М., Лычагин П.П., Терехов М.И. Еще раз о проблеме Колымского массива // Геотектоника, 1980. № 1. С. 43–55.
- Натапов Л.М., Зоненшайн Л.П., Шульгина В.С. Геологическое развитие Колымо-Индигирского региона и проблема Колымского массива // Геотектоника, 1977. № 4. С. 18–31.
- Ставский А.П. Меловой магматизм и тектоника Алазейского плоскогорья // Геотектоника, 1981. № 4. С. 90–103.
- Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
- Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Особенности состава меловых вулканитов Алазейского плоскогорья (Северо-Восточная Якутия) // КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. Вып. 27. № 3. С. 47–57.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C., 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2000. P. 155–170.
- Lin P-N., Stern R.J., Bloomer Sh.H., Shoshonitic Volcanism In the Northern Mariana Arc 2. Large-Ion Lithophile and Rare Earth Element abundances: Evidence for the source of Incompatible Element Enrichments in Intraoceanic Arcs // JGR. 1989. V. 94, N B4. P. 4497–4514.
- Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2000. N 2. 17 p.
- Miller E.L., Verzhbitsky V.E. Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. 4. P. 223–241.
- Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere magma genesis at active continental margins / Hawkesworth C.J,



- Norry M.J (eds) // Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Press, Natwich, 1983. P. 230–249.
21. Pearce J.A., Stern R.J. Origin back-arc basin magmas: Trace elements and isotope perspectives // Back-arc Spreading systems: Geological, biological, chemical, and physical interactions / David M. Christie, Charles R. Fisher, Sang-Mook Lee, Sharon Givens (eds) // Geophysyc. Monogr. Ser. 166. Amer. Geol. Union, 2006. P. 63–86.
22. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
23. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Cherepanova I. Yu., Nakamura E. The Cretaceous Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): geology, geochronology, magma output rates, and implications on the genesis of silicic LIPs // J. Volcanol. Geothermal Res. 2012. V. 221–222. P. 14–32.
24. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in economic geology, 1998. V. 7. P. 1–35.

*Рекомендована к печати В.В. Голозубовым*

После доработки 13.06.2018 г.

принята к публикации 24.11.2018 г.

*N.V. Tsukanov, S.D. Sokolov*

### **New data on the age of the Alazey Platarau volcanic rocks (Northeastern Yakutia).**

The age of the rocks belonging to Cretaceous volcanogenic formation of the Alazey Plateau, Kolyma-Indigirka Orogen of the Northeastern Russia, was determined using U-Pb zircon dating from trachydacites and K-Ar dating for feldspar, and the bulk of dacites and basalts

The studies made allowed us to determine the age of the dacites of the Severosededemsky series as Aptian-Cenomanian (106–97 Ma) that was formed within the volcanic belts. Basalts of the Hangatasky series are of Paleocene age (59 Ma). These rocks characterize the stage of the region evolution associated with the regime of extension and rift formation.

**Key words:** dacites, basalts, U–Pb dating, zircons, K–Ar age, magmatism, Alazey Plateau, Yakutia.