

УДК 550.93

О ВОЗРАСТЕ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ НА о. БОЛЬШОЙ ЛЯХОВСКИЙ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА): К ВОПРОСУ О ЗАПАДНОЙ ГРАНИЦЕ ЮЖНО-АНЮЙСКОГО ОКЕАНА В ЮРСКОЕ ВРЕМЯ

© 2008 г. А. Б. Кузьмичев, В. А. Лебедев

Представлено академиком В.Е. Хаиным 05.06.2007 г.

Поступило 08.06.2007 г.

Выходы серпентинитов и пиллоу-базальтов в юго-восточной части о. Большой Ляховский принято связывать с северо-западным продолжением Южно-Аньюйской сутуры Чукотки [1, 2]. Однако неоднократно высказывались сомнения в том, что эти породы представляют собой литосферу мезозойского Южно-Аньюйского океанического бассейна. Согласно ротационной гипотезе раскрытия Американо-Азиатской котловины этот бассейн должен был замыкаться в пределах Чукотских структур и не протягиваться западнее [3]. Опубликованные ранее сведения о предполагаемом палеозойском возрасте океанических пиллоу-базальтов, обнаженных на острове [4], позволяли рассматривать северо-западное продолжение сутуры как палеозойскую коллизионную зону, не имеющую прямого отношения к мезозойским тектоническим событиям в Восточной Арктике. В настоящем сообщении приведены новые данные о средне-позднеюрском возрасте океанических базальтов о. Большой Ляховский, которые, следовательно, образовались именно в Южно-Аньюйском океаническом бассейне. Эти данные имеют важное значение для реконструкции мезозойской тектонической эволюции Восточной Арктики и ставят под сомнение валидность популярной ротационной гипотезы раскрытия Американо-Азиатской океанической котловины.

В юго-восточной части о. Большой Ляховский известны разнообразные комплексы океанических и островодужных базитов и ультрабазитов [4, 5]. Эти комплексы слагают серию аллохтонных чешуй, надвинутых на юго-восточную окраину Новосибирского континентального блока. Предполагается, что выходы перечисленных пород

маркируют северо-западное продолжение Южно-Аньюйской сутуры – одного из наиболее принципиальных тектонических швов в Восточной Арктике (рис. 1) [1, 6, 7]. Южно-Аньюйская сutura представляет собой след одноименного океанического бассейна, закрывшегося в неокоме, причем закрытие бассейна осуществлялось синхронно с раскрытием Американо-Азиатской океанической котловины [1, 6, 8]. К югу от сутуры располагается сложно построенный коллаж островодужных и континентальных террейнов [6]. К северу от сутуры лежит континентальный массив Восточной Арктики. По мнению некоторых геологов (например [3]), восточная часть этого массива (“Чу-

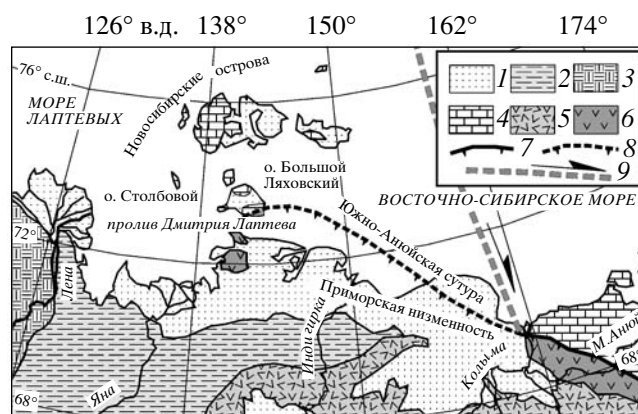


Рис. 1. Положение спорного северо-западного сегмента Южно-Аньюйской сутуры между Чукоткой и о. Большой Ляховский. 1 – кайнозойский чехол рыхлых отложений; 2 – верхоянский комплекс; 3 – Сибирская платформа; 4 – Новосибирско-Чукотский континентальный блок; 5 – коллаж островодужных и континентальных террейнов; 6 – Аньюйско-Святоносский островодужный комплекс и офиолиты, связанные с Южно-Аньюйской сутурой; 7, 8 – северный фронт Южно-Аньюйской сутуры; 9 – трансформный разлом, соединявший западные окраины закрывшегося Южно-Аньюйского и раскрывшегося Американо-Азиатского океанических бассейнов по [3].

Геологический институт
Российской Академии наук, Москва
Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва

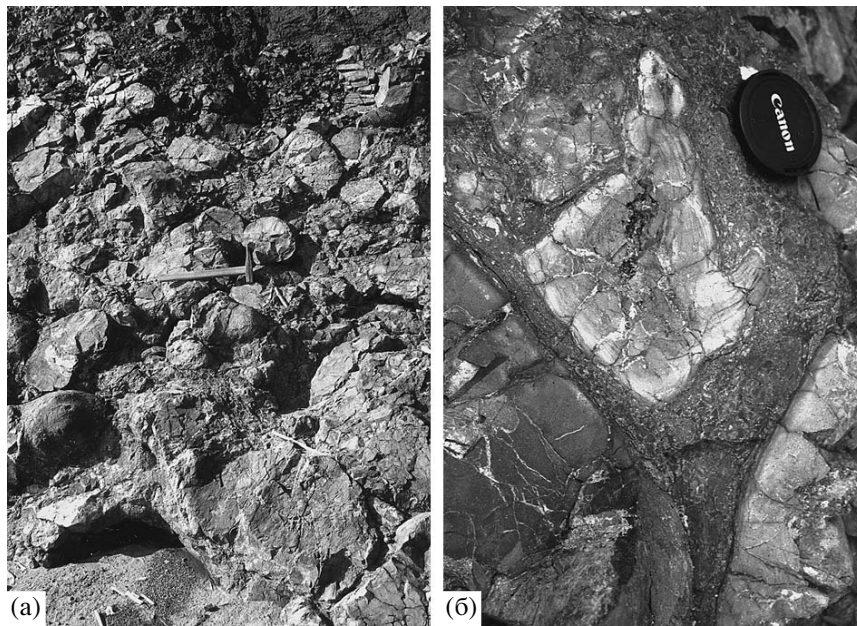


Рис. 2. Выходы пиллоу-базальтов, связанных с Южно-Аннойской сутурой, на южном берегу о. Большой Ляховский. а – общий вид, в нижней части фотографии пляж, в верхней – мощный покров четвертичных суглинков, покрывающих большую часть острова; б – гиалокластит, заполняющий промежутки между подушками базальта, подвергшийся гидротермальной обработке и частичному замещению селадонитом.

котский микроконтинент” по С.Д. Соколову [6]) принадлежала обломку Северо-Американской платформы, а западная часть была продолжением Сибирских структур. Границей этих двух блоков являлся гипотетический трансформный разлом, возникший при раскрытии Американо-Азиатской котловины (см. рис. 1). Предполагается, что этот трансформный разлом в конце юры – в начале мела соединял западные борта закрывавшегося Южно-Аннуйского океана и одновременно с этим раскрывавшегося Американо-Азиатского океанического бассейна [3]. Таким образом, определение возраста океанических пород о. Большой Ляховский имеет важное значение для реконструкции тектонической эволюции Восточной Арктики в мезозое и, в частности, для решения проблемы раскрытия Американо-Азиатской океанической котловины (см. обсуждение проблемы в [7, 9]).

Идея о том, что Южно-Аннуйская сutura оканчивается в районе устья р. Колымы, где обрывается меридиональной ротационной трансформой (рис. 1) [3], находится в очевидном противоречии с геофизическими данными. Магнитные аномалии, связанные с телами ультраосновных и основных пород, прослеживаются через Приморскую низменность от Южно-Аннуйской зоны Чукотки до о. Большой Ляховский [2]. Однако известно, что в Южно-Аннуйском районе, кроме позднеюрских офиолитов, обнажаются также позднепалеозойские серпентиниты и сопутствующие породы. Это позволяло допустить, что магнитные аномалии могли трассировать палеозойскую су-

туру и что офиолиты о. Большой Ляховский могли не иметь отношения к мезозойскому Южно-Аннуйскому океану. Полевые работы, проведенные нами на о. Большой Ляховский, показали, что в комплексах пород, обнаженных на острове, зарегистрированы события волжского – неокомового орогенеза, который явился результатом закрытия именно юрского океанического бассейна [5, 10]. Доводы, приведенные нами в указанных работах, были основаны преимущественно на косвенных данных и нуждались в дополнительной аргументации.

Среди экзотических комплексов юго-восточной части о. Большой Ляховский наибольший интерес для датирования представляют пиллоу-лавы. По геохимическим признакам эти породы несомненно представляют собой океанические базальты [4, 5] и именно они позволяют определить возраст океанического бассейна, располагавшегося когда-то к юго-востоку от Новосибирского континентального блока. Шаровые базальты образуют эффектные обнажения на берегу пролива Дмитрия Лаптева на отрезке 1.5–2 км западнее устья руч. Предмайский (Средний Харакан). Они представляют собой нагромождение базальтовых подушек, промежутки между которыми заполнены гиалокластитом (рис. 2). Присутствуют также линзы гиалокластитовых брекчий мощностью около 1 м с нечеткими контурами. Подошва и кровля базальтов не обнажены. В восточной части выхода сохранилась неогеновая кора выветривания, где породы окрашены в бу-

рые тона и имеют рыхлое сложение. В западной части выхода располагается постоянно подновляющееся обнажение свежих пород, не подвергавшихся процессам выветривания и метаморфизма. Породы местами содержат многочисленные гидротермальные прожилки опала и карбоната. Мощность базальтов в этом выходе оценивается геологами различно, так как по-разному определяется угол наклона пород (от горизонтального до почти вертикального). Мы подтверждаем мнение С.С. Драчева об их крутом залегании, но и с учетом этих наблюдений видимая мощность лав не превышает нескольких десятков метров, так как породы простираются вдоль берега.

Попытка изохронного датирования базальтов Sm–Nd-методом по валовым пробам была предпринята С.С. Драчевым [4]. В работе [4] приведено только итоговое значение возраста: 291 ± 62 млн. лет; какие-либо аналитические данные или диаграммы отсутствуют. По поводу этой датировки следует отметить, что единый недифференцированный лавовый поток не может быть датирован подобным способом, так как изохронный метод требует первоначального фракционирования Sm и Nd в разных порциях расплава. В данном случае вряд ли можно было ожидать существенных вариаций Sm/Nd-отношений в породах. Пиллоу-базальты о. Большой Ляховский действительно представляют собой трудный объект для изотопного датирования. Экстремально низкие концентрации оксида калия (0.03–0.06 мас. %) в базальтах и отсутствие достаточно крупных для выделения вкрапленников плагиоклаза практически исключают применение традиционных изотопных методов K–Ar, ^{39}Ar – ^{40}Ar или Rb–Sr. Единственная методика, которая может быть применена к данному объекту, – датирование пород по селадониту.

Селадонит – обычный вторичный минерал океанических базальтов [11]. Это низкотемпературный (<50°C) слоистый силикат голубовато-зеленого, зеленого или бирюзового цвета. Он замещает мелкие обломки стекла и вкрапленники оливина, а также заполняет пустоты и трещины в породах. Селадонит образуется в результате обменных реакций при химическом взаимодействии базальтов с горячими растворами, циркулирующими в толще океанической коры. Такое взаимодействие начинается сразу после излияния базальтов и продолжается длительное время в ходе дрейфа новообразованной океанической коры в сторону от оси спрединга. В конечном счете этот процесс приводит к существенному изменению валового состава океанической коры. Селадонит представляет собой богатый калием минерал с химической формулой $\text{KMgFe}^{3+}\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ [12]. Считается, что он устойчив к диагенетическим и поверхностным изменениям и хорошо удерживает радиогенный аргон [12, 13], и это позволяет успешно осуществлять его датирование K–Ar-

^{39}Ar – ^{40}Ar - и Rb–Sr-методами. Большое количество K–Ar-определений возраста океанических базальтов по селадониту получено при проведении глубоководного бурения в океанах. Метод тестирован также на базальтах офиолита Троодос (Кипр) [11–13], обнажающихся в условиях, сходных с теми, что наблюдаются на о. Большой Ляховский. Методика является косвенной и не обладает высокой точностью, так как с ее помощью определяется не возраст кристаллизации базальтов, а растянутый во времени этап завершения гидротермальной активности в толще океанической коры. Однако для целей данного исследования, в котором решается вопрос о палеозойском или мезозойском возрасте океанической коры, погрешности методики являются несущественными.

Для датирования нами использованы образцы межподушечного заполнения, отбирившиеся ранее для поиска радиолярий. Изучение проб в шлифах показало, что они состоят из агрегата селадонита, карбоната и опала и содержат обломки базальтового стекла, измененного в разной степени. Полное отсутствие кластогенного материала позволяет быть уверенным в том, что весь калий приобретен породами в результате обменных реакций после их излияния. Для анализа использованы фракции материала с размерностью частиц 0.25–0.5 мм, которые после промывки были сепарированы на роликовом электромагните на несколько частей. Под бинокулярным микроскопом вручную отбирались навески наиболее однородного и чистого ярко-зеленого минерального агрегата. Для одной из проб (579/9) проанализированы две фракции: сильно электромагнитная (более темная) и слабо электромагнитная (светло-зеленая). Всего проанализовано 9 проб. Концентрация калия в них составила от 0.43 до 3.35% (табл. 1). Значения возраста лежат в диапазоне 134–154 млн. лет и имеют, в зависимости от содержания калия, различные погрешности, варьирующие от 3 до 10 млн. лет (2σ) (табл. 1). С учетом доверительных интервалов диапазон измеренных величин возраста охватывает весьма длительный отрезок времени от келловей до готерива, но большая часть датировок приходится на волжский–валанджинский века, причем пиковое значение составляет 145–140 млн. лет (рис. 3).

Оценить смысл полученных результатов мы можем только обратившись к примеру детально изученного офиолита Троодос (Кипр), для которого опубликовано около 60 K–Ar-датировок по селадониту [11–13]. Эти датировки охватывают интервал длительностью около 40 млн. лет. Наиболее древние значения возраста почти совпадают с возрастом кристаллизации пород. Очевидно, что подобные участки океанической коры вскоре после ее формирования оказались изолированными от морской воды и чрезвычайно быстро

Таблица 1. Результаты определения К–Аг-возраста селадонита межподушечных гиалокластитов из юго-восточной части о. Большой Ляховский

№ обр.	Калий, % ± σ	⁴⁰ Ar _{рад} , нг/г ± σ	Возраст, млн. лет ± 2σ
222/1	3.08 ± 0.03	29.6 ± 0.6	134 ± 4
223/5	0.74 ± 0.02	7.4 ± 0.3	139 ± 8
579/9с (светлый)	1.82 ± 0.03	19.21 ± 0.20	146 ± 4
579/9т (темный)	1.67 ± 0.03	17.32 ± 0.23	144 ± 5
578/3	0.43 ± 0.015	4.80 ± 0.18	154 ± 10
578/4	0.68 ± 0.015	6.88 ± 0.20	140 ± 10
578/8	0.48 ± 0.015	4.82 ± 0.19	140 ± 10
579/3	3.35 ± 0.04	33.61 ± 0.20	139 ± 3
579/5	1.60 ± 0.03	17.11 ± 0.12	148 ± 4

Примечание. Анализ проведен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ³⁸Ar; определение калия – методом пламенной спектротометрии. При расчете возраста использованы константы: $\lambda_K = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_B = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $^{40}\text{K} \text{ } 0.01167 \text{ ат. \%}$.

остыли до температуры закрытия К–Аг-изотопной системы. Конкретные условия консервации селадонита в таких участках неизвестны. Около 75% всех значений К–Аг-возраста селадонита лежит в интервале 0–20 млн. лет после момента излияний, причем максимум датировок приходится на интервал 10–20 млн. лет. Авторы делают вывод, что активный этап гидротермальной деятельности завершается на протяжении 15–20 млн. лет после формирования океанической коры. Такая оценка подтверждается также датированием

образцов отобранных in situ в океанической обстановке в ходе глубоководного бурения. Слабая гидротермальная активность в отдельных случаях могла продолжаться вплоть до 30 млн. лет после излияний базальтов. Наиболее молодые датировки, отстоящие от возраста базальтов на 30–40 млн. лет, рассматриваются как результат потери части радиогенного аргона вследствие его диффузии из наиболее слабых позиций в структуре минерала. Такой вывод обоснован систематическими различиями значений возраста образцов, полученных из буровых скважин и из поверхностных обнажений, а также на основе сопоставления с результатами Rb–Sr-датирования тех же пород [13]. Частичную потерю радиогенного аргона авторы склонны приписывать процессам выветривания в наземных условиях после обдукции офиолита. Разница Rb–Sr- и К–Аг-датировок достигает 10 млн. лет, что оценивается как максимальный вклад процессов выветривания [13].

Если вывод о том, что наиболее распространенные значения К–Аг-возраста селадонита отстоят не более чем на 20 млн. лет от времени образования океанической коры, применим к базальтам о. Большой Ляховский, то окажется, что нижний вероятный предел их возраста составляет 160–170 млн. лет (рис. 3). Фактический возраст базальтов о. Большой Ляховский, вероятно, является более молодым. Мы вправе сделать такое предположение, основываясь на том, что преобладающие волжские–валанжинские датировки селадонита совпадают во времени с процессом коллизионного орогенеза, в результате которого pillow-базальты были надвинуты на окраину Новосибирско-Чукотского блока [5, 10] (рис. 3). Следует уточнить, что возраст орогенеза был нами ранее обоснован по возрасту синколлизионных кластических осадков, содержащих серпен-



Рис. 3. Результаты К–Аг-датирования селадонита с учетом доверительных интервалов. Номера образцов соответствуют таковым в табл. 1. Верхнее затененное поле отвечает времени прекращения гидротермальной активности и остывания комплекса pillow-базальтов в результате их обдукции на окраину Чукотско-Новосибирского континентального блока. Нижнее затененное поле – наиболее вероятный нижний предел возраста извержения базальта.

тинитовый детрит [10]. На о. Большой Ляховский эти осадки не содержали фауны и были скоррелированы с фаунистически охарактеризованными сходными отложениями о. Столбовой. Полученные нами датировки селадонита подтверждают такую корреляцию, так как ограничивают нижний предел возраста коллизионного события волжским веком поздней юры. Следовательно, возраст синколлизионных терригенных пород в юго-восточной части о. Большой Ляховский не может являться ни пермским, как считается в [14], ни триасовым, как считается в [15], но действительно не выходит за рамки волжского–валанжинского веков, как это показано в [10]. Наиболее молодые датировки селадонита, выходящие за пределы этого интервала, мы объясняем потерей радиогенного аргона в процессе выветривания, вклад которого может составлять до 10 млн. лет в сторону омоложения [13]. С учетом этих данных, показывающих, что естественный процесс взаимодействия базальтов с гидротермальными растворами в океанических условиях был прерван коллизионным событием, мы можем ограничить наиболее вероятный истинный возраст базальтов о. Большой Ляховский рамками позднеюрского времени.

Таким образом, проведенное исследование показывает, что возраст океанических базальтов, обнаженных в юго-восточной части о. Большой Ляховский, не выходит за рамки средней–поздней юры и, вероятнее всего, лежит в интервале келловей–кимеридж. Следовательно, на острове обнажены фрагменты литосферы именно юрского бассейна, закрытие которого в неокоме привело к возникновению Южно-Аннуйской сутуры. Тектонические модели мезозойской эволюции Восточной Арктики, в которых Южно-Аннуйский океан не протягивался западнее чукотских структур, в том числе ротационная модель раскрытия Амеразийского океанического бассейна в ее ортодоксальном варианте, требуют пересмотра.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 05–05–64028 и 05–05–65198); проекта Ведущие научные школы РФ (НШ-748.2006.5); Программы ОНЗ РАН № 14.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Сеславинский К.Б.* // ДАН. 1979. Т. 249. № 5. С. 1181–1185.
2. *Спектор В.Б., Андрусенко А.М., Дудко Е.А. и др.* // ДАН. 1981. Т. 260. № 6. С. 1447–1450.
3. *Rowley B.R., Lottes A.L.* // *Tectonophysics*. 1988. V. 155. P. 73–120.
4. *Драчев С.С., Савостин Л.А.* // *Геотектоника*. 1993. № 3. С. 98–107.
5. *Кузьмичев А.Б., Скляр Е.В., Бараш И.Г.* // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 12. С. 1363–1377.
6. *Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L. et al.* // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 2002. V. 360. P. 209–224.
7. *Miller E.L., Toro J., Gehrels G. et al.* // *Tectonics*. 2006. V. 25. P. TC3013.
8. *Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L. et al.* // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1998. V. 110. P. 801–820.
9. *Kuzmichev A.B., Pease V.L.* // *J. Geol. Soc. London*. 2007. V. 164. P. 959–968.
10. *Кузьмичев А.Б., Соловьев А.В., Гоникберг В.Е. и др.* // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2006. Т. 14. № 1. С. 33–53.
11. *Gallahan W.E., Duncan R.A.* // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 3147–3161.
12. *Staudigel H., Gillis K., Dunkan R.* // *Geology*. 1986. V. 14. P. 72–75.
13. *Booij E., Gallahan W.E., Staudigel H.* // *Chem. Geol.* 1995. V. 126. P. 155–167.
14. *Самусин А.И., Белоусов К.Н.* Государственная геологическая карта СССР. 1:200000. Сер. Новосибирские острова. Листы S-53–XVI, XVII, XXIII; S-54–XIV–XVI, XX–XXIV, XXVII–XXX. Объясн. зап. М.: Изд-во Союзгеолфонд, 1985. 130 с.
15. *Вольнов Д.А., Лопатин Б.Г., Сороков Д.С. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000. Нов. сер. Лист S-53-55 – Новосибирские острова. Объясн. зап. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.