

УДК 550.93:552.4(571.56)

## U–Pb-ВОЗРАСТ ФЕДОРОВСКОЙ ТОЛЩИ АЛДАНСКОГО ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОГО МЕГАКОМПЛЕКСА (АЛДАНСКИЙ ШИТ)

© 2003 г. С. Д. Великославинский, А. Б. Котов,  
Е. Б. Сальникова, член-корреспондент РАН В. А. Глебовицкий, В. П. Ковач,  
Н. Ю. Загорная, Н. А. Беляевский, С. З. Яковлева, А. М. Федосеенко

Поступило 26.05.2003 г.

За прошедшее десятилетие получены многочисленные геохронологические и изотопно-геохимические данные [1–4 и др.], позволяющие во многом пересмотреть существующие представления о геологическом развитии Алданского щита в раннем докембрии. Однако несмотря на выполненные ранее Sm–Nd-изотопно-геохимические исследования [2, 3] проблема возраста некоторых метаморфических толщ алданского гранулитогнейсового мегакомплекса и в том числе метавулканических пород федоровской толщи остается дискуссионной. В связи с этим была предпринята попытка датирования метаандезитов федоровской толщи U–Pb-методом по циркону, результаты которого приведены в настоящем сообщении.

Федоровская толща впервые выделена С.П. Коноплевым в 1948 г. и практически без изменения объема входит в ранге свиты или серии во все стратиграфические схемы докембрия Алданского щита. Однако представления об ее относительном положении в общем разрезе глубоко метаморфизованных супракрустальных толщ неоднократно изменялись. Первоначально Ю.К. Дзевановский рассматривал ее в качестве верхней свиты иенгрской серии, согласно залегающей на породах нимнырской свиты. Впоследствии федоровская толща выделялась в ранге свиты в основании тимптонской серии, включалась в состав тимптонской подсерии или рассматривалась в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения – федоровской серии. В схеме расчленения метаморфических толщ алданского гранулитогнейсового мегакомплекса, разработанной В.Л. Дуком с соавторами [5] в результате структурных исследований и изучения естественных парагенетических ассоциаций ме-

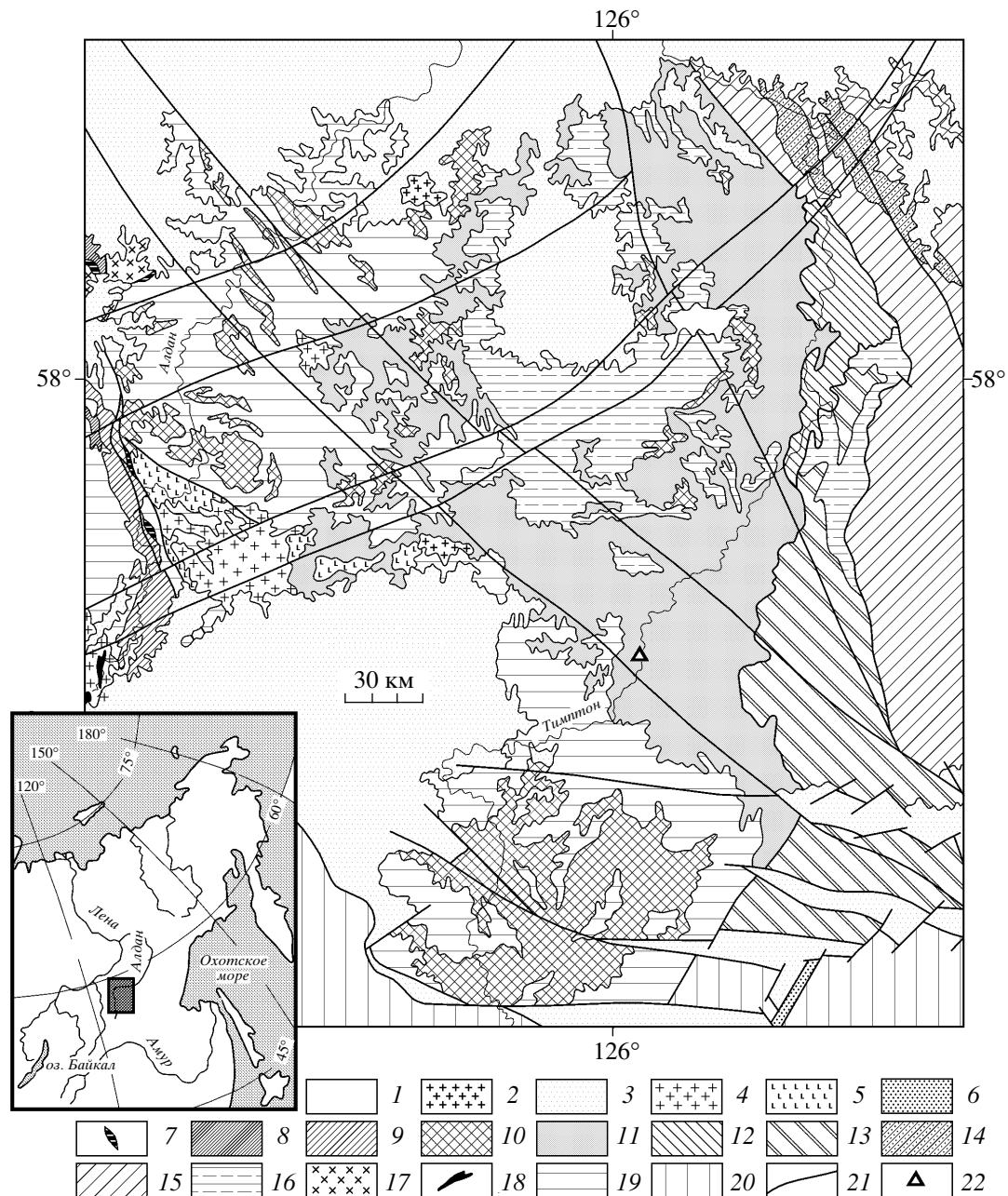
тавулканических и метаосадочных пород, федоровская толща, наряду с сеймской, холболохской, чугинской, кюриканской и иджекской толщами, отнесена к верхнему структурно-вещественному комплексу, тогда как курультинская, зверевская, курумканская и амедичинская толщи принадлежат к нижнему структурно-вещественному комплексу.

В современном эрозионном срезе Алданского щита выходы пород федоровской толщи занимают около 30% площади Западно-Алданского геоблока и сосредоточены главным образом в пределах восточной части Нимнырского и северной части Мелемкенского блоков (рис. 1). На востоке выходы федоровской толщи ограничены Тимптонским надвигом, а на западе прослеживаются практически до Алдано-Килиерской зоны разрывных нарушений.

Федоровская толща представлена ассоциацией амфиболовых, гиперстен-амфиболовых, двупироксен-амфиболовых и двупироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев, которые содержат отдельные прослои и линзы диопсидовых, флогопит-диопсидовых пород и кальцифиоров. Образование этих пород связывается с процессами Mg–Fe–Ca-метасоматоза, широко проявленными в пределах выходов федоровской толщи и обусловившими образование многочисленных месторождений и рудопроявлений флогопита и железа. Мощность толщи оценивается, по данным разных исследователей, от 960–1200 м до 2700–4800 м [6, 7]. Породы федоровской толщи неоднократно подвергались наложенным структурно-метаморфическим преобразованиям. Первоначально они были метаморфизованы в условиях высокоградиентной гранулитовой фации, а затем – в условиях, переходных от гранулитовой к амфиболитовой фации [5].

Результаты реконструкции первичной природы протолитов метаморфических пород федо-

*Институт геологии и геохронологии докембрия  
Российской Академии наук, Санкт-Петербург*



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта центральной части Алданского щита. 1 – четвертичные отложения; 2 – щелочные граниты, граносиениты и сиениты элькёнского комплекса ( $K_1$ ), сиениты, монциониты, граносиениты и кварцевые монциониты лебединского комплекса ( $K_1$ ), сиениты (лейцитовые и эгириновые), шонкиниты, пуласкиты и фергуситы алданского комплекса ( $J_3$ ); 3 – мезозойские, палеозойские и верхнепротерозойские платформенные отложения; 4 – гранитоиды джалгундинского комплекса; 5 – магматические породы унгринского комплекса; 6 – терригенные отложения удоканского комплекса; 7 – слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения Балаганнахского зеленокаменного пояса; 8–15 – глубоко метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения алданского гранулит-гнейсового комплекса: 8 – чугинская толща, 9 – амедичинская толща, 10 – курумканская толща, 11 – федоровская толща, 12 – иджекская толща, 13 – сеймская толща, 14 – кюриканская толща, 15 – холболухская толща; 16 – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы тимптонского комплекса; 17 – гранитоиды нелюкинского комплекса; 18 – слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения Булгуняхтахского зеленокаменного пояса; 19 – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы, гнейсо-граниты и гранито-гнейсы западно-алданского комплекса; 20 – зона сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области; 21 – разрывные нарушения; 22 – место отбора пробы для геохронологических исследований.

**Таблица 1.** Результаты U–Pb-изотопных исследований цирконов из метаандезитов федоровской толщи (проба 1857)

N п/п	Размер фракции (мкм) и ее характерис- тика	Навес- ка, мг	Содержа- ние, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	–85 + 60	1.32	78.4	325	4822	$0.1161 \pm \pm 1$	$0.1099 \pm \pm 1$	$3.6242 \pm \pm 72$	$0.2264 \pm \pm 5$	0.97	$1555 \pm \pm 3$	$1315 \pm \pm 3$	$1897 \pm \pm 0.6$
2	–150 + 100	0.64	58.6	229	3415	$0.1172 \pm \pm 1$	$0.1155 \pm \pm 1$	$3.8529 \pm \pm 77$	$0.2384 \pm \pm 5$	0.96	$1604 \pm \pm 3$	$1378 \pm \pm 3$	$1914 \pm \pm 0.7$
3	–150 + 100, А 60%, 20 зерен	0.15	13.2	35.8	395	$0.1212 \pm \pm 4$	$0.1690 \pm \pm 1$	$5.1902 \pm \pm 228$	$0.3104 \pm \pm 10$	0.58	$1851 \pm \pm 8$	$1743 \pm \pm 6$	$1975 \pm \pm 6.4$
4	>85, НРФ	–	U/Pb = 2.4		8901	$0.1233 \pm \pm 1$	$0.1939 \pm \pm 1$	$6.1613 \pm \pm 123$	$0.3625 \pm \pm 7$	0.96	$1999 \pm \pm 4$	$1994 \pm \pm 4$	$2004 \pm \pm 0.6$

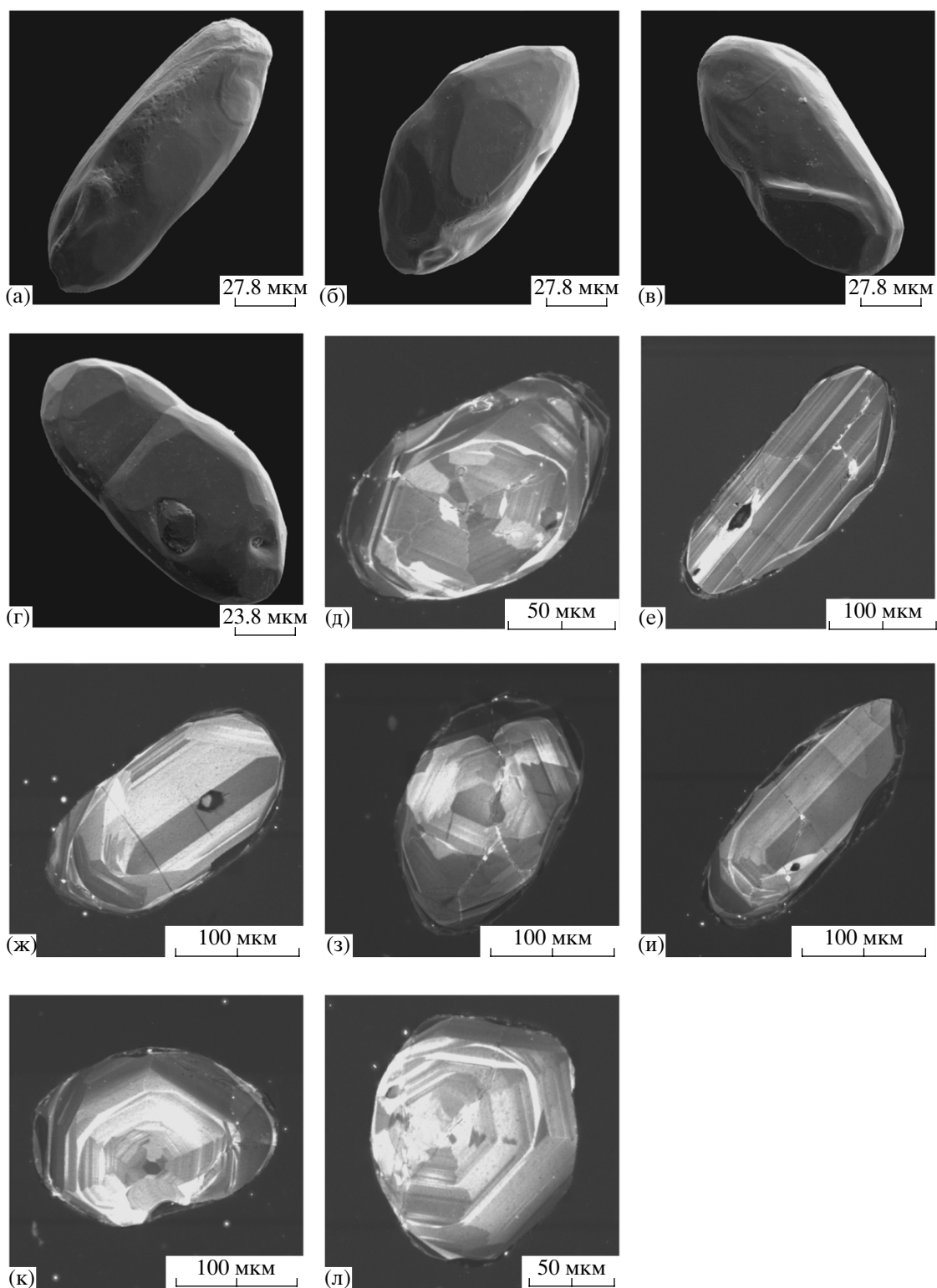
Примечание.  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; А 60% – количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона; НРФ – остаток циркона после кислотной обработки. Величины ошибок ( $2\sigma$ ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой. Для U/Pb навеска циркона не определялась. Химическое разложение цирконов, выделение U и Pb, а также аэробразивная обработка циркона проведены по методикам, описанным в [1]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Точность определения U/Pb-отношений составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 50 пг Pb и 5 пг U. Процедура предварительной кислотной обработки (HF + HNO<sub>3</sub>) циркона осуществлена с различной экспозицией при температуре 220°C [12]. Обработка экспериментальных данных проведена по программам PbDAT [13] и ISOPLOT [14]. Все ошибки приведены на 2-х  $\sigma$ -уровне.

ровской толщи, выполненные разными исследователями [6, 8–11 и др.], в целом хорошо согласуются между собой. Основные кристаллические сланцы интерпретируются как метаморфизованные субщелочные и щелочные базальты, а гиперстеновые гнейсы, соответствующие по химическому составу андезито-базальтам, андезитам, дацитам и риолитам преимущественно нормального, реже субщелочного и щелочного ряда, большинство исследователей рассматривает как результат квазиизохимического метаморфизма вулканических и (или) вулканогенно-осадочных пород. Следует также отметить, что вулканогенная природа протолитов как кристаллических сланцев основного состава, так и гиперстеновых гнейсов федоровской толщи обосновывается термобаро-геохимическими данными. В минералах кристаллических сланцев и гнейсов этой толщи обнаружены стекловатые, частично раскристаллизованные расплавные включения с температурами гомогенизации соответственно 1255 и 960–1135°C, что заметно превышает температуру метаморфизма [11].

Геохимические и Sm–Nd-изотопно-геохимические [2, 8] данные показывают, что метабазальты федоровской толщи разделяются на две группы.

Первая из них представлена высокоглиноземистыми, низкожелезистыми метабазальтами с низкими значениями  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.0933\text{--}0.1040$ , а вторая – низкоглиноземистыми, высокожелезистыми разновидностями с более высокими значениями  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1444\text{--}0.1586$ . Кристаллические сланцы первой группы и гиперстеновые гнейсы образуют непрерывную последовательность, сопоставимую с дифференцированной боуэновской базальт-андезит-дацит-риолитовой серией [8]. По геохимическим данным [8], эти породы соответствуют субдукционным (островодужным и окраинно-континентальным) магматическим породам. Метабазальты второй группы располагаются вне выявленных трендов дифференциации.

Для U–Pb-геохронологических исследований использована проба № 1857 метаандезитов федоровской толщи (лейкократовый кварцосодержащий роговообманково-плаггиоклазовый кристаллический сланец с единичными зернами гиперстена), отобранная в береговом обнажении р. Тимпон (рис. 1). Аксессуарный циркон, выделенный из этой пробы, представлен прозрачными и полупрозрачными субидиоморфными кристаллами призматического и короткопризматического облика светло-розового цвета (рис. 2а–2г). Огранка



**Рис. 2.** Микрофотографии циркона из метаандезитов федоровской толщи (проба 1857): а–г – выполнены на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 (ускоряющее напряжение 20 кВ); д–л – выполнены с помощью катодolumи- несцентного детектора “Сентаугус” на сканирующем электронном микроскопе “СамScan” (ускоряющее напряжение 15 кВ).

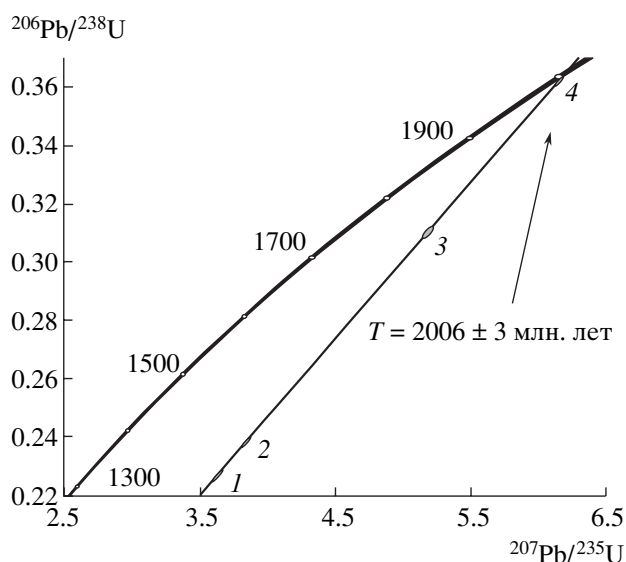


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из метаандезитов федоровской толщи (проба 1857).

кристаллов представлена сочетанием граней призмы {100}, {110} и дипирамиды {111}, {101}, {011} в различных комбинациях. Центральная часть большинства кристаллов, как правило, прозрачна, слабо трещиновата и характеризуется зональным строением (рис. 2д–л). Кроме того, иногда в центральных частях короткопризматических зерен проявлена секториальность (рис. 2д, к–л). Внешние зоны кристаллов, напротив, более трещиноваты, отличаются пониженным двупреломлением и частичной потерей магматической зональности (рис. 2д, з–к). Размер зерен циркона изменяется от 50 до 300 мкм; Кудл. = 1.6–2.5.

Первоначально U–Pb-исследования были проведены для двух навесок наиболее прозрачных кристаллов циркона, отобранных из размерных фракций –85 + 60 мкм и –150 + 100 мкм, которые оказались существенно дискордантными (№ 1, 2; табл. 1, рис. 3). Для уменьшения степени дискордантности была проведена аэроабразивная обработка 20 зерен циркона из фракции –150 + 100 мкм (№ 3, табл. 1) и кислотная обработка циркона из фракции >85 мкм в течение 2 ч (№ 4, табл. 1). Как видно из рис. 3, точка изотопного состава остатка циркона после кислотной обработки располагается на конкордии, а значение его возраста ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) составляет  $2004 \pm 1$  млн. лет. Точки состава всех проанализированных фракций циркона образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту  $2006 \pm 3$  млн. лет, а нижнее пересечение –  $328 \pm 10$  млн. лет (СКВО = 0.49). Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют об его магматическом происхождении. Следова-

тельно, есть все основания рассматривать полученную оценку возраста  $2006 \pm 3$  млн. лет как возраст кристаллизации метаандезитов федоровской толщи.

Результаты геохронологических исследований полностью подтверждают вывод о раннепротерозойском возрасте федоровской толщи алданского гранулитогнейсового мегакомплекса [2, 3], что заставляет во многом пересмотреть существующие стратиграфические схемы докембрия Алданского щита. Полученная оценка возраста ( $2006 \pm 3$  млн. лет) протолитов метаандезитов этой толщи совпадает с оценками возраста тоналит-трондьемитовых ортогнейсов тимптонского комплекса ( $2011 \pm 2$  млн. лет [1]) и унгринского габбро-диорит-тоналит-трондьемитового комплекса ( $2016 \pm 5$  млн. лет [4]), формирование которых скорее всего протекало в обстановке активной континентальной окраины [4]. Это позволяет рассматривать образование федоровской толщи и указанных комплексов в рамках геодинамической системы активной окраины Олекмо-Алданской континентальной микроплиты – Федоровская островная дуга.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 00–05–64823, 00–05–72011, 01–05–65266, 02–05–65086, 02–05–65093).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 99–110.
2. Ковач В.П., Великославинский С.Д., Котов А.Б. и др. // ДАН. 1996. Т. 347. № 2. С. 236–238.
3. Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 3–17.
4. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. СПб.: ИГД РАН, 78 с.
5. Ранний докембрий Южной Якутии / Под ред. Н.Л. Добрецова. М.: Наука, 1986. 280 с.
6. Петрова З.И., Пожарицкая Л.К., Ройзенман В.М. и др. Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита. Новосибирск: Наука, 1975. 151 с.
7. Веревкин Н.И., Егин В.И., Заблоцкий Е.М., Энтин А.Р. В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука. 1966. С. 5–14.
8. Великославинский С.Д. Метабазальты высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия Алдано-Станового щита: петролого-геохимическая характеристика и геолого-тектоническая интерпретация. Автореф. ... дис. д-ра геол.-минер. наук. СПб., 1998. 43 с.

9. Петрова З.И., Левицкий В.И. В кн.: Геохимия вулканитов разных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 18–34.
10. Травин Л.В. Стратиграфия и дометаморфические формации архея Алдано-Учурского междуречья. Автореф. ... дис. канд. геол-минер. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. 29 с.
11. Velikoslavinsky S.D., Tolmacheva E.V., Dook V.L. *et al.* // Precamb. Res. 1993. V. 62. № 4. P. 507–527.
12. Mattinson J.M. // Contribs Mineral. and Petrol. 1994. V. 116. P. 117–129.
13. Ludwig K.R. // US Geol. Surv. Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
14. Ludwig K.R. // Berkley Geochronol. Center Spec. Publ. 1999. № 1a. 49 p.