

УДК 552.2:551.72(571.5)

## ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ ТЫНДИНСКО-БАКАРАНСКОГО КОМПЛЕКСА УДСКО-ЗЕЙСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ПОЯСА

© 2014 г. А. М. Ларин, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, С. Д. Великославинский, А. А. Сорокин, член-корреспондент РАН А. П. Сорокин, С. З. Яковлева, И. В. Анисимова, А. М. Федосеенко

Поступило 05.12.2013 г.

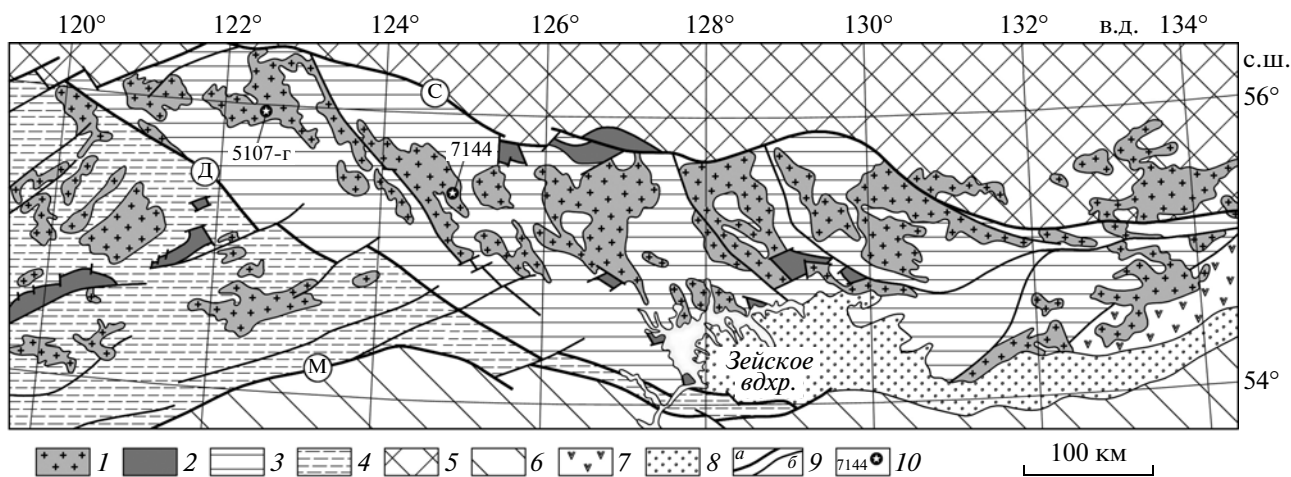
DOI: 10.7868/S0869565214150158

Удско-Зейский магматический пояс прослеживается в субширотном направлении вдоль юго-восточного края Сибирской платформы на расстояние более 1000 км при ширине до 100 км. Он располагается субпараллельно Становому структурному шву и Монголо-Охотскому складчатому поясу и “сшивает” тектонические структуры Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского подвижного пояса (рис. 1).

Гранитоиды Удско-Зейского магматического пояса восточной части Джугджуро-Станового су-

пертеррейна обычно рассматривают в составе удского, а его западной части — в составе тындинско-бакаранского магматических комплексов [1]. В восточной части Селенгино-Станового супертеррейна в состав пояса входят гранитоиды амуджиканского комплекса и ряд плутонов, относимых к амананскому комплексу Тунгирской зоны.

Среди гранитоидов Удско-Зейского магматического пояса Джугджуро-Станового супертеррейна явно преобладают гранитоиды тындинско-бакаранского комплекса. Они образуют крупные



**Рис. 1.** Схема распределения массивов гранитоидов Удско-Зейского магматического пояса. 1 – раннемеловые гранитоиды удского, тындинско-бакаранского, амананского, амуджиканского комплексов (Удско-Зейский магматический пояс); 2 – раннемеловые вулканогенно-осадочные, осадочные породы; 3–5 – метаморфические, ультраметаморфические комплексы: 3 – Джугджуро-Станового супертеррейна, 4 – Селенгино-Станового супертеррейна, 5 – Алданского щита; 6 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 7 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 8 – Верхнезейско-Удская впадина (Cs); 9 – разрывные нарушения: а – структурные швы (С – Становой, Д – Желтулакский, М – Монголо-Охотский), б – разломы; 10 – места отбора проб для геохронологических U–Pb-исследований и их номера.

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

Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Благовещенск Амурской обл.

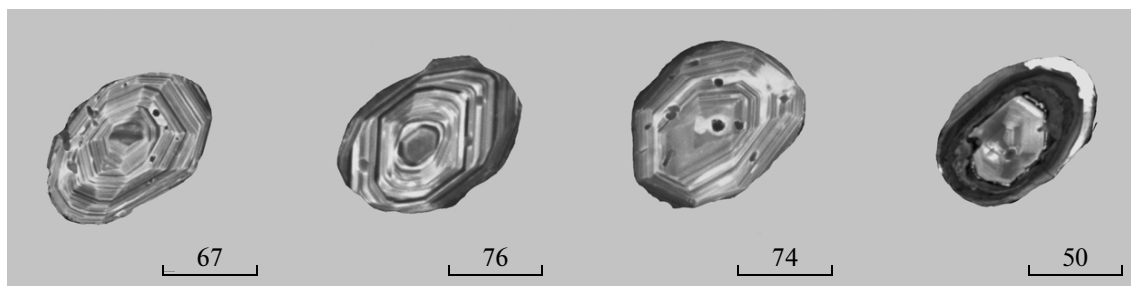


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов акцессорного циркона из средне-крупнозернистого порфиоровидного биотит-роговообманкового гранодиорита Тындинского массива (проба 7144), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55 в режиме катодолуминесценции. Масштаб в микрометрах.

(до 4000 км<sup>2</sup>) многофазные массивы, которые имеют плито- и лакколитообразную форму. Контакты массивов с вмещающими породами резкие, эруптивные. В составе тындинско-бакаранского комплекса выделяется до 5 интрузивных фаз [2]: I – биотитовые габбро, диориты, II – кварцевые монцодиориты, III – кварцевые монцодиориты, гранодиориты, IV – биотит-роговообманковые граниты, V – мелкозернистые лейкократовые граниты. Наиболее широко распространены гранитоиды III (главной) фазы. Характерная особенность гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса – крупно-среднезернистое сложение и порфиоровидная структура. В эндоконтактовых зонах массивов они становятся более мелкозернистыми и приобретают резко порфиоровидный облик. Достаточно широко развиты явления минглинга, свидетельствующие о смешении в ходе формирования гранитоидов базитовых и фельзитических магм.

Среди гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса преобладают породы нормального и умеренно щелочного рядов. На диаграмме (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O – CaO) – SiO<sub>2</sub> точки их составов лежат преимущественно в щелочно-известковом и известково-щелочном полях. На диаграмме K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> большая их часть попадает в поле высококальциевых, а меньшая – в поле среднекальциевых пород. Глиноземистость пород изменяется от низкой до умеренной (ASI 0.5–1.1). Она возрастает по мере увеличения их кремнекислотности на фоне снижения Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O (от 3.5 до 0.5) и увеличения степени агпаитности (от 0.40 до 0.87) и железистости (от 0.60 до 0.84).

Гранитоиды тындинско-бакаранского комплекса характеризуются умеренными содержаниями большинства некогерентных элементов и высокой степенью фракционирования РЗЭ ([La/Yb]<sub>n</sub> 17.0–67.8). Величина Eu-аномалии изменяется от 1.67–1.08 в породах среднего состава до 0.21 в гранитах. Мультиэлементные диаграммы, нормированные к примитивной мантии, фиксируют отрицательные Nb-, Ta-, P-, Ti-аномалии во всех породах и слабо выраженные отрицательные Ва-

аномалии в гранитах. Гранитоиды слабо дифференцированы (Rb/Sr 0.03–0.33). На дискриминационных диаграммах они лежат в полях гранитов магматических дуг и постколлизийных гранитов.

Среди массивов гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса особое место занимает Чильчинский массив в северо-западной части Джугджуро-Станового супертеррейна, относимый к этому комплексу условно [1]. Гранитоиды этого массива отличаются от типичных гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса повышенной щелочностью, более высокими значениями K/Na и несколько повышенной глиноземистостью. Среди них преобладают гранитоиды умеренно щелочного ряда. На диаграмме K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> точки их составов находятся в полях шошонитовой и высококальциевой серий. Величина индекса ASI 0.85–1.27.

Возрастное положение гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса определяется тем, что они прорывают раннедокембрийские сланцы и гнейсы станового комплекса, а также синколлизийные и синметаморфические гранитоиды позднестанового комплекса с возрастом 140–138 млн лет [3] и в свою очередь перекрываются позднеэококово-аптскими конгломератами боконской и уганской свит [1]. Кроме того, гальки гранитоидов рассматриваемого комплекса присутствуют в конгломератах амгальасской толщи, а также в туфо-конгломератах и конгломератах бомнакской, сэгангринской и юктинской свит раннего мела. Возраст риолитов уганской свиты 110 ± 1 млн лет (Ar–Ar-метод [4]). Согласно геохронологическим данным (K–Ar-, Rb–Sr-методы), полученным в ходе геологосъемочных работ [1], возраст гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса 166–108 млн лет. Геохронологические исследования гранитоидов Тындинского, который рассматривается как петротипический, и Чильчинского массивов показали, что их возраст соответственно 130–122 и 130–109 млн лет (Rb–Sr-метод [5]). Таким образом, полученные на сегодняшний день геологические и геохронологические дан-

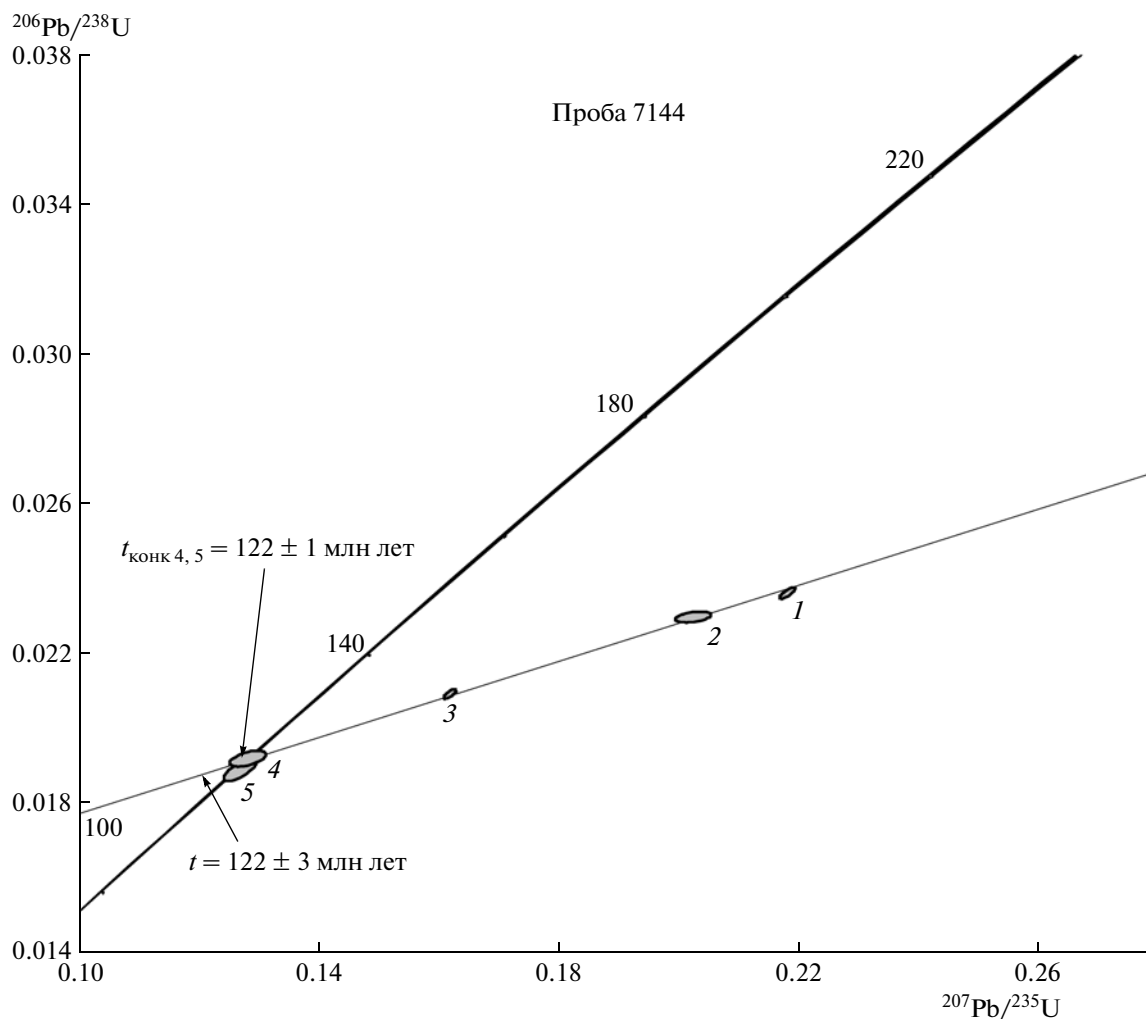
**Таблица 1.** Результаты геохронологических U–Pb-исследований акцессорных цирконов из гранитоидов Тындинского и Чильчинского массивов тындинско-бакаранского комплекса

| Номер п/п   | Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона | Навеска, мг                      | Pb, мкг/г                        | U, мкг/г | Изотопные отношения               |                                     |                                     |
|---|--|----------------------------------|----------------------------------|----------|-----------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
|   |  |                                  |                                  |          | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$ | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$ |
| Средне-крупнозернистый порфировидный биотит-роговообманковый гранодиорит Тындинского массива (проба 7144) |  |                                  |                                  |          |                                   |                                     |                                     |
| 1   | 85–100, 50 зерен                                 | 0.18                             | 17.7                             | 677      | 2234                              | $0.0670 \pm 1$                      | $0.2941 \pm 1$                      |
| 2   | 50–85, 40 зерен                                  | 0.09                             | 9.00                             | 328      | 317                               | $0.0639 \pm 7$                      | $0.2738 \pm 1$                      |
| 3   | <50, 45 зерен                                    | 0.11                             | 25.0                             | 992      | 720                               | $0.0561 \pm 2$                      | $0.2717 \pm 1$                      |
| 4   | 100–250, 15 зерен, A = 15%, CLC                  | —*                               | U/Pb = 28.8                      |          | 92                                | $0.0483 \pm 8$                      | $0.2667 \pm 1$                      |
| 5   | 100–250, 15 зерен, A = 40%, CLC                  | —*                               | U/Pb = 38.6                      |          | 214                               | $0.0186 \pm 2$                      | $0.2477 \pm 1$                      |
| Среднезернистый порфировидный биотит-роговообманковый гранит Чильчинского массива (проба 5107-г)          |  |                                  |                                  |          |                                   |                                     |                                     |
| 6   | 60–85  | 1.05                             | 19.8                             | 429      | 313                               | $0.1078 \pm 1$                      | $0.2204 \pm 1$                      |
| 7   | <60, кисл. обр. 4 ч                              | —*                               | U/Pb = 35.3                      |          | 4928                              | $0.0752 \pm 1$                      | $0.2529 \pm 1$                      |
| 8   | 60–85, кисл. обр. 3.5 ч                          | —*                               | U/Pb = 26.2                      |          | 4338                              | $0.1030 \pm 1$                      | $0.2304 \pm 1$                      |
| Номер п/п   | Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона | Изотопные отношения              |                                  | Rho      | Возраст, млн лет                  |                                     |                                     |
|   |  | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ |          | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$    | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$   |
| Средне-крупнозернистый порфировидный биотит-роговообманковый гранодиорит Тындинского массива (проба 7144) |  |                                  |                                  |          |                                   |                                     |                                     |
| 1   | 85–100, 50 зерен                                 | $0.2182 \pm 7$                   | $0.0236 \pm 1$                   | 0.82     | $200 \pm 1$                       | $151 \pm 1$                         | $838 \pm 4$                         |
| 2   | 50–85, 40 зерен                                  | $0.2024 \pm 24$                  | $0.0230 \pm 1$                   | 0.40     | $187 \pm 2$                       | $146 \pm 1$                         | $740 \pm 23$                        |
| 3   | <50, 45 зерен                                    | $0.1617 \pm 6$                   | $0.0209 \pm 1$                   | 0.72     | $152 \pm 1$                       | $134 \pm 1$                         | $445 \pm 6$                         |
| 4   | 100–250, 15 зерен, A = 15%, CLC                  | $0.1281 \pm 25$                  | $0.0192 \pm 1$                   | 0.50     | $122 \pm 2$                       | $123 \pm 1$                         | $116 \pm 39$                        |
| 5   | 100–250, 15 зерен, A = 40%, CLC                  | $0.1253 \pm 16$                  | $0.0187 \pm 1$                   | 0.39     | $120 \pm 14$                      | $119 \pm 1$                         | $129 \pm 27$                        |
| Среднезернистый порфировидный биотит-роговообманковый гранит Чильчинского массива (проба 5107-г)          |  |                                  |                                  |          |                                   |                                     |                                     |
| 6   | 60–85  | $0.5197 \pm 10$                  | $0.0350 \pm 1$                   | 0.90     | $425 \pm 1$                       | $222 \pm 1$                         | $1762 \pm 1$                        |
| 7   | <60, кисл. обр. 4 ч                              | $0.2562 \pm 8$                   | $0.0247 \pm 18$                  | 0.96     | $232 \pm 18$                      | $157 \pm 1$                         | $1074 \pm 1$                        |
| 8   | 60–85, кисл. обр. 3.5 ч                          | $0.4686 \pm 10$                  | $0.0330 \pm 1$                   | 0.84     | $390 \pm 1$                       | $209 \pm 1$                         | $1679 \pm 2$                        |

Примечания. <sup>a</sup> – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ; 40 зерен – количество зерен циркона в навеске; \* – навеску циркона не определяли; A = 15% – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона; CLC – контроль выбора кристаллов циркона с помощью катодолюминесценции; кисл. обр. 4 ч – предварительная кислотная обработка и время экспозиции; величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

ные не позволяют достаточно точно оценить возраст формирования гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса, что является одной из главных причин неоднозначной трактовки тектонической позиции Удско-Зейского магматического пояса. Некоторые авторы [6] рассматривают его образование в обстановке активной континентальной окраины. Л.П. Зоненшайн с коллегами [7] полагают, что формирование Удско-Зейского пояса произошло сразу же после главной складчатости восточного сегмента Монголо-Охотского пояса и

связано с поддвижением сиалической коры Амурского микроконтинента (А-субдукция) под Джугджуро-Становой и Селенгино-Становой супертеррейны. Другими словами, гранитоиды этого магматического пояса являются поздне- или постколлизийными образованиями. По А.Ю. Антонову, становление Удско-Зейского пояса произошло в условиях внутриконтинентального рифтогенеза. И, наконец, В.Е. Стриха [2] считает, что этот пояс имеет синколлизийную природу.

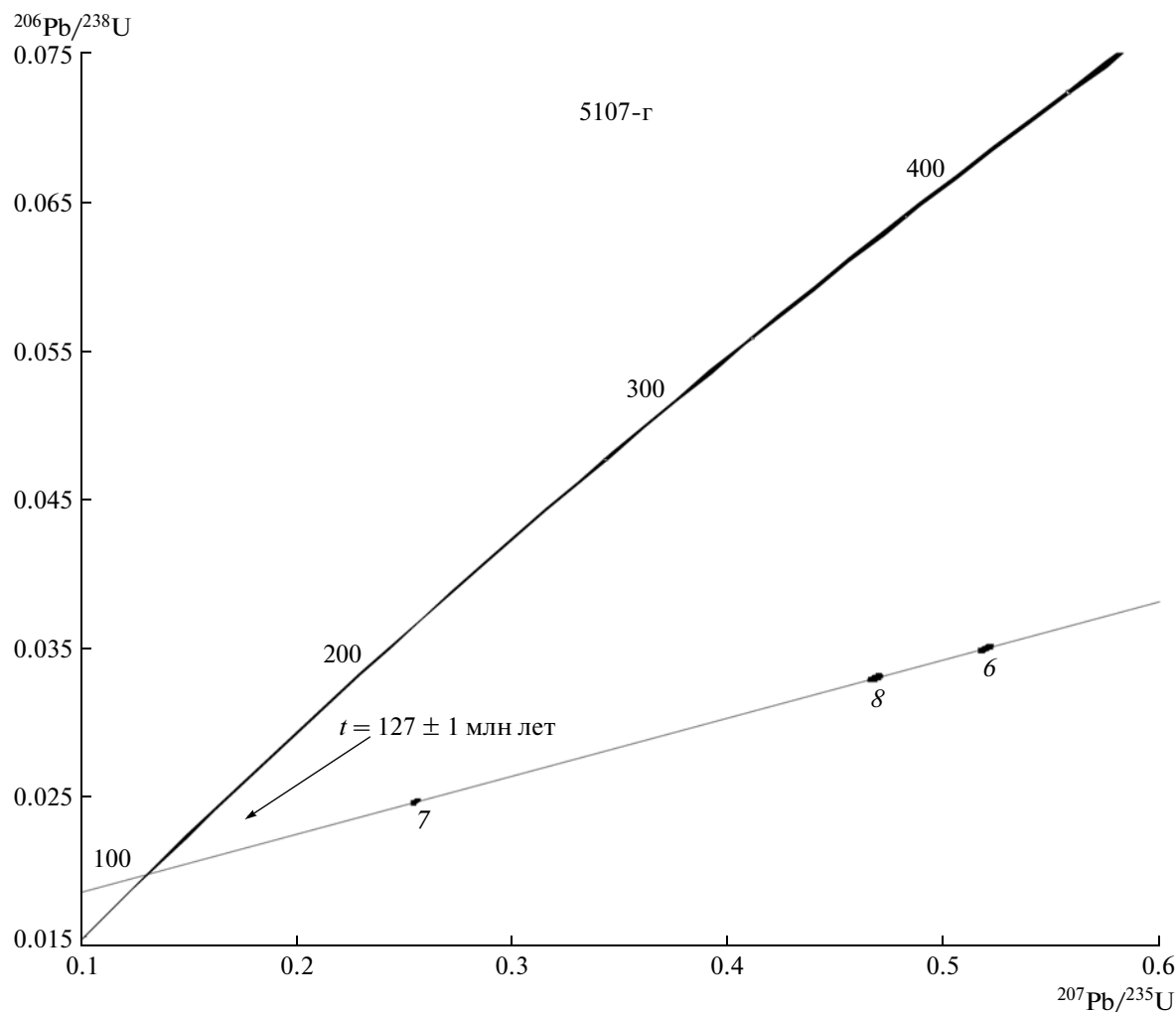


**Рис. 3.** Диаграмма с конкордией для акцессорного циркона из средне-крупнозернистого порфировидного биотит-роговообманкового гранодиорита Тындинского массива (проба 7144). Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

Для того чтобы восполнить этот пробел, были выполнены геохимические и геохронологические U–Pb-исследования гранитоидов Тындинского и Чильчинского массивов тындинско-бакаранского комплекса. Результаты исследований представлены в нашей работе. Места отбора проб для геохронологических исследований показаны на рис. 1.

Выделение циркона проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для геохронологических U–Pb-исследований кристаллы циркона подвергали многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO<sub>3</sub>. При этом после каждой ступени зерна циркона (или их фрагменты) промывали особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U, Pb выполняли по модифицированной методике [8]. В некоторых случаях для уменьшения сте-

пени дискордантности применяли аэробразивную [9] и кислотную [10] обработки, а также отбор зерен циркона с помощью катодолуменесцентного контроля (CLC-метод [11]). Для изотопных исследований использовали смешанные изотопные индикаторы <sup>235</sup>U–<sup>208</sup>Pb, <sup>235</sup>U–<sup>202</sup>Pb. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом и динамическом (с помощью электронного множителя) режимах. Содержания U, Pb, а также изотопные U/Pb-отношения определены с погрешностью 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработку экспериментальных данных проводили при помощи программ PbDAT [12] и ISOPLOT [13]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада U [14]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [15].



**Рис. 4.** Диаграмма с конкордией для акцессорного циркона из среднезернистого порфиоровидного биотит-роговообманкового гранита Чильчинского массива (проба 5107 г). Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

Акцессорный циркон, выделенный из средне-крупнозернистых порфиоровидных биотит-роговообманковых гранодиоритов Тындинского массива (проба 7144), представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными короткопризматическими светло-розовыми кристаллами. В режиме катодолюминесценции они характеризуются тонкозональным внутренним строением (рис. 2). В некоторых кристаллах наблюдаются унаследованные ядра и нарушенные краевые зоны с повышенной люминесценцией (рис. 2, справа). Размеры кристаллов 25–400 мкм,  $K_{уд} = 1.5$ .

Геохронологические U–Pb-исследования были проведены для пяти микронавесок (15–50 зерен) циркона, отобранных из различных размерных фракций (табл. 1). Точки их изотопного состава расположены на дискордии (рис. 3), нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $122 \pm 3$ , а верхнее пересечение –  $2206 \pm 170$  млн лет (СКВО = 3.9). При этом циркон

двух микронавесок, отобранных с помощью предварительного катодолюминесцентного контроля и подвергнутого предварительной аэробразивной обработке (табл. 1, № 5, 6), характеризуется конкордантными U/Pb-отношениями, а его конкордантный возраст составляет  $122 \pm 1$  млн лет (СКВО 0.06, вероятность 80%).

Акцессорный циркон из среднезернистых порфиоровидных биотит-роговообманковых гранитов Чильчинского массива (проба 5107-г) представлен субидиоморфными и идиоморфными полупрозрачными призматическими и короткопризматическими кристаллами розовато-коричневого цвета, для внутреннего строения которых характерны хорошо проявленная осцилляторная зональность и присутствие в некоторых кристаллах реликтов усвоенных ядер.

Для геохронологических U–Pb-исследований использованы три навески циркона, отобранные из размерных фракций менее 60 и 60–85 мкм

(табл. 1). При этом две из них были подвергнуты предварительной кислотной обработке [10]. Как видно на рис. 4, изученные цирконы характеризуются прямой возрастной дискордантностью:  $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) < t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) < t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ . Точки их изотопного состава располагаются вблизи нижнего пересечения дискордии с конкордией (рис. 4), которое отвечает возрасту  $127 \pm 2$  млн лет (СКВО 0.02, верхнее пересечение соответствует  $2655 \pm 20$  млн лет).

Морфологические особенности изученных цирконов указывают на их магматическое происхождение. Это свидетельствует о том, что их возрасты соответствуют становлению Тындинского ( $122 \pm 1$  млн лет) и Чильчинского ( $127 \pm 2$  млн лет) массивов.

Полученные геохимические и геохронологические данные лучше всего согласуются с геодинамической моделью формирования Удско-Зейского магматического пояса, предложенной в [7]. Они дают все основания полагать, что его образование произошло в условиях постколлизийного литосферного растяжения вскоре после столкновения Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов и Амурской континентальной микроплиты (около 140 млн лет [3]).

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты №№ 12-05-00464, 12-05-00074), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее”, Президиума ДВО РАН (проект № 12-I-ОНЗ-01).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:1000000 (третье поколение). Дальневосточная серия. Лист N-52 (Зея). СПб.: Картограф. фабрика ФГУП ВСЕГЕИ, 2007.
2. *Стриха В.Е.* Мезозойские гранитоиды золотоносных районов Верхнего Приамурья. Автореф. дис. д-ра. геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 2008. 50 с.
3. *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 417–732.
4. *Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А. и др.* // ДАН. 2012. Т. 445. № 4. С. 445–449.
5. *Антонов А.Ю., Дриль С.И., Банковская Э.В.* // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 4. С. 61–75.
6. *Максимов Е.П.* Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита. Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. Якутск, 2003. 44 с.
7. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
8. *Krogh T.E.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
9. *Krogh T.E.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. V. 46. P. 637–649.
10. *Mattinson J.M.* // Contribs Mineral. and Petrol. 1994. V. 116. P. 117–129.
11. *Poller U., Liebetrau V., Todt W.* // Chem. Geol. 1997. V. 139. P. 287–297.
12. *Ludwig K.R.* // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept 88–542. 1991. 35 p.
13. *Ludwig K.R.* ISOPLOT / Ex.Vers. 2.06. // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
14. *Steiger R.H., Jager E.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
15. *Stacey J.S., Kramers I.D.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.