

УДК 552.2:551.72 (571.5)

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОВ И ВУЛКАНИТОВ ВОСТОЧНОГО ОКОНЧАНИЯ СЕЛЕНГИНО-ВИТИМСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

© 2011 г. А. М. Ларин, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, А. А. Сорокин,
член-корреспондент РАН А. П. Сорокин, А. М. Коршунов, С. Д. Великославинский,
С. З. Яковлева, Ю. В. Плоткина

Поступило 03.06.2011 г.

Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс (СВВП) прослеживается в субширотном направлении вдоль северной границы Монголо-Охотского складчатого пояса на расстояние более чем 2000 км от запада Монголии до верховий рек Витим и Олёкма на востоке [1]. К настоящему времени систематические геохронологические и геохимические исследования выполнены только для вулканоплутонических ассоциаций западного фланга этого пояса [1–4]. В результате этих исследований установлено, что СВВП был заложен во второй половине карбона на активной континентальной окраине Северо-Азиатского континента, а его формирование продолжалось до позднего триаса [2, 3]. Для ранних стадий его развития (С₂–Р₂) характерно образование магматических ассоциаций известково-щелочного и шшонит-латитового типов, а также бимодальных вулканических серий и связанных с ними щелочных гранитов, а для поздних стадий (Т) – формирование исключительно внутриплитных бимодальных магматических комплексов, в состав которых входят базальты, трахириолиты, коммендиты, а также щелочные и щелочно-полевошпатовые граниты [1, 4]. При этом в истории геологического развития западной части пояса отчетливо выделяются два сближенных во времени импульса проявления внутриплитного бимодального магматизма: 280–250 и 230–190 млн лет [4] или 285–270 и 230–210 млн лет [2, 3].

Геолого-съёмочные работы, проведенные в северо-восточной части Центрально-Азиатского

подвижного пояса [5], показали, что выходы типичных для СВВП изверженных пород пермотриасового возраста прослеживаются на восток вплоть до Желтулакской сутурной зоны (рис. 1), разделяющей Селенгино-Становой и Джугджуро-Становой супертеррейны Центрально-Азиатского подвижного пояса. К ним относятся вулканисты базальт-трахириолитовой формации (куйтунская свита) и гранитоиды нерчуганского, бичурского, вылахтинского и олонгринского комплексов. Гранитоиды нерчуганского комплекса изменяются по составу от субщелочных лейкогранитов до щелочных арфветсонитовых и эгириновых гранитов и граносиенитов, а гранитоиды остальных комплексов – от гранодиоритов до лейкогранитов.

Вулканисты куйтунской свиты слагают узкие тектонические блоки, которые представляют собой фрагменты вулканических построек центрального и трещинного типов. Гранитоиды указанных выше комплексов образуют сравнительно небольшие гипабиссальные интрузии. При этом граниты нерчуганского и бичурского комплексов прорывают вулканисты куйтунской свиты и перекрываются среднеюрскими вулканическими и осадочными породами [5].

На сегодняшний день мы можем судить о возрасте вулканистов куйтунской свиты и гранитоидов нерчуганского, бичурского, вылахтинского и олонгринского комплексов только на основе результатов К–Аг- и Rb–Sr-геохронологических исследований, выполненных в 80-х годах прошлого века. Для гранитов нерчуганского комплекса К–Аг-методом получены оценки возраста в интервале 220–285 млн лет, для гранитов вылахтинского комплекса – около 250 млн лет и, наконец, для вулканических пород белоурюмской свиты (аналог куйтунской свиты) – в интервале 252–244 млн лет [6]. По данным Rb–Sr-изохронного метода, возраст гранитов нерчуганского комплекса оценивается в 247 ± 8 млн лет, гранитов бичурского комплекса – 236 ± 4 млн лет и кварцевых

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

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

*Всероссийский научно-исследовательский
геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург*

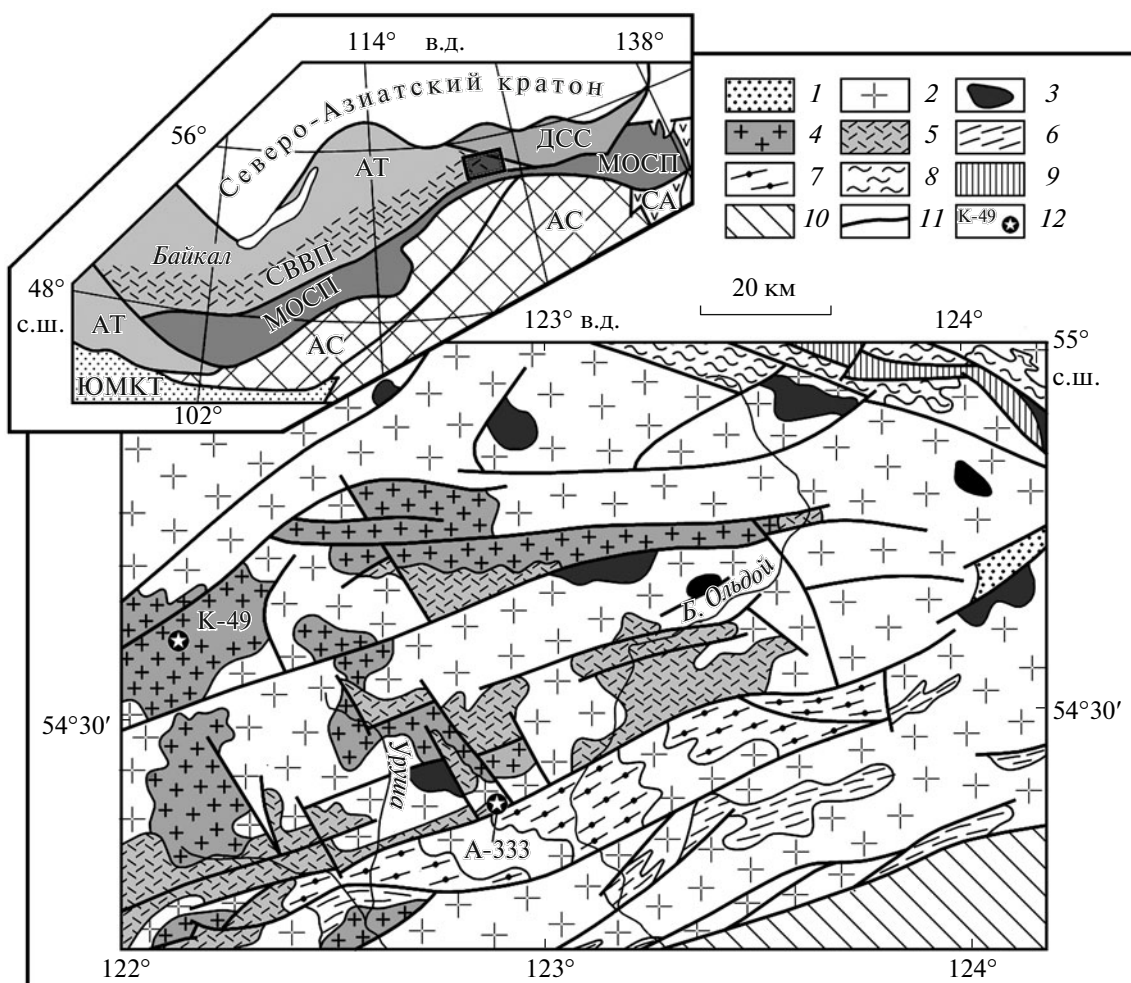


Рис. 1. Схематическая геологическая карта восточной части Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса. 1 – осадочные породы раннемеловых впадин “забайкальского типа”; 2, 3 – магматические породы преимущественно мезозойского возраста; 2 – гранитоиды, 3 – основные и ультраосновные породы; 4, 5 – позднепермско-раннетриасовые породы СВВП: 4 – гранитоиды бичурского, олонгинского и нерчуганского комплексов, 5 – вулканогенно-осадочные породы куйтунской свиты; 6 – метаморфические породы (амфиболитовая фация) усть-гилюйской серии; 7 – метаморфические породы (гранулитовая фация) могочинской серии; 8 – метаморфические породы (амфиболитовая фация) становой серии; 9 – выходы метаморфических пород (эпидот-амфиболитовая фация) желтулакской свиты, трассирующие Желтулакскую сутурную зону; 10 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 11 – главные разломы; 12 – места отбора проб для геохронологических исследований. На врезке показано расположение СВВП в структурах южного обрамления Северо-Азиатского кратона. АТ – террейны, аккрецированные к Северо-Азиатскому кратону в позднем рифее и раннем палеозое; МОСП – Монголо-Охотский складчатый пояс; АС – Амурский супертерреин; ДСС – Джугджуро-Становой супертерреин; ЮМКТ – Южно-Монгольский коллаж террейнов; СА – Сихотэ-Алинский орогенный пояс. Прямоугольником показан контур изученного района.

порфиров куйтунской свиты – 265 ± 5 млн лет (неопубликованные данные А.М. Коршунова).

Учитывая, что в северо-восточной части Центрально-Азиатского подвижного пояса интенсивно проявлены эндогенные процессы поздне-мезозойского и кайнозойского времени [5, 7], следует ожидать, что Rb–Sr- и K–Ar-изотопные системы минералов и пород рассматриваемых комплексов могли быть неоднократно нарушены. В частности, на это указывает значительный разброс оценок K–Ar- и Rb–Sr-возрастов, полученных для вулканитов куйтунской свиты и гранитов

нерчуганского комплекса, что не позволяет использовать их для межрегиональных корреляций. В связи этим нами были проведены U–Pb-геохронологические исследования этих реперных магматических комплексов (рис. 1), результаты которых представлены в настоящей работе.

Среди вулканитов куйтунской свиты преобладают породы кислого состава щелочно-известковой и щелочной серий. На вариационных диаграммах отчетливо фиксируются два эволюционных тренда: плюмазитовый (K-тип щелочности) и агпайтовый (Na-тип щелочности). Индекс гли-

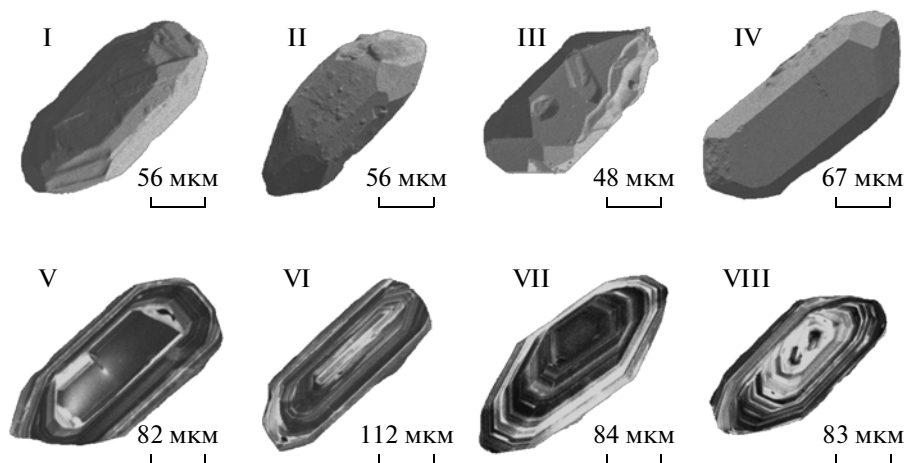


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из кварцевого порфира куйтунской свиты (обр. А-333), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I–IV – в режиме вторичных электронов; V–VIII – в режиме катодоллюминесценции.

ноземистости (A/CNK) вулканитов изменяется от 0.85 до 1.50, а индекс апгаитности (NK/A) – от 0.67 до 1.08. Кроме того, для них характерна высокая железистость ($f > 0.85$). Состав гранитов нерчуганского комплекса меняется от умеренно глиноземистых ($A/CNK = 0.96–1.05$) до апгаитовых ($NK/A = 1.02–1.13$). При этом преобладают высокожелезистые граниты щелочной и щелочно-известковой серии преимущественно Na-ряда ($f = 0.86–0.97$, $Na_2O/K_2O = 1.2–0.71$). Как вулканиды куйтунской свиты, так и гранитоиды нерчуганского комплекса обогащены несовместимыми элементами и принадлежат к породам А-типа. Спектры распределения REE в вулканитах и гранитоидах также демонстрируют их близость к этому геохимическому типу. Для вулканитов характерен умеренно фракционированный спектр $[La/Yb]_N = 5.9–14.2$ с пологим наклоном графика в области MREE–HREE $[Gd/Yb]_N = 1.12–1.52$ и отрицательной Eu-аномалией (0.78–0.22). Для гранитов нерчуганского комплекса свойственно еще менее фракционированное распределение REE $[La/Yb]_N = 2.4–5.9$ и даже обогащение HREE относительно MREE $[Gd/Yb]_N = 1.07–0.50$, при ярко выраженной отрицательной Eu-аномалии (0.25–0.18). В отличие от типичных внутриплитных гранитоидов рассматриваемые вулканиты и гранитоиды несколько обеднены HFS-элементами, а на дискриминационных диаграммах попадают в поля постколлизийных гранитов.

Выделение аксессуарного циркона из кварцевого порфира куйтунской свиты и щелочного гранита нерчуганского комплекса проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U–Pb-геохронологических исследований кристаллы циркона подвергали многоступенчатому удалению поверхност-

ных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO_3 . При этом после каждой ступени зерна циркона промывали особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполняли по модифицированной методике Т.Е. Кроу [8]. В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовали аэроабразивную обработку [9]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом и динамическом (с помощью электронного умножителя) режимах. Точность определения содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ PbDAT [10] и ISOPLOT [11]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [12]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [13]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Кварцевый порфир куйтунской свиты. Аксессуарный циркон, выделенный из кварцевого порфира куйтунской свиты (обр. А-333), представлен крупными (150–350 мкм) идиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами призматического габитуса ($K_{удл} = 2.0–2.5$) желтого цвета. Кристаллы циркона огранены сочетанием призм $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамид $\{101\}$, $\{111\}$, $\{211\}$ (рис. 2, I–IV). Внутреннее строение кристаллов циркона характеризуется хорошо выраженной магматической зональностью (рис. 2, V–VIII).

В ходе U–Pb-геохронологических исследований были проанализированы две микронавески (30–70 зерен) наиболее прозрачных кристаллов циркона (№ 1, 2; табл. 1, рис. 3), одна из которых была подвергнута аэроабразивной обработке.

Таблица 1. Результаты U–Pb-геохронологических исследований цирконов из кварцевого порфира куйтунской свиты (обр. А-333) и щелочного гранита нерчуганского комплекса (обр. К-49)

| № п/п | Размер фракции (мкм) и ее характеристика | Навеска, мг | Pb | U | Изотопные отношения | | |
|---|--|----------------------------------|----------------------------------|------|-----------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| | | | мкг/г | | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$ | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$ |
| Кварцевый порфир куйтунской свиты (обр. А-333) | | | | | | | |
| 1 | 150–100, 70 зерен | 0.55 | 19.38 | 431 | 2361 | 0.0512 ± 1 | 0.2805 ± 1 |
| 2 | >150, A = 10%, 30 зерен | 0.15 | 13.09 | 289 | 1749 | 0.0510 ± 1 | 0.2881 ± 1 |
| Щелочной гранит нерчуганского комплекса (обр. К-49) | | | | | | | |
| 3 | >100, A = 30%, 30 зерен | 0.15 | 8.15 | 137 | 254 | 0.0597 ± 3 | 0.2698 ± 1 |
| 4 | 50–85, 50 зерен | 0.33 | 22.1 | 458 | 654 | 0.0550 ± 1 | 0.2379 ± 1 |
| 5 | 85–100, 50 зерен | 0.29 | 27.7 | 579 | 468 | 0.0515 ± 2 | 0.2520 ± 1 |
| 6 | 85–100, 10 зерен | 0.04 | 32.0 | 694 | 420 | 0.0514 ± 2 | 0.2503 ± 1 |
| № п/п | Размер фракции (мкм) и ее характеристика | Изотопные отношения | | Rho | Возраст, млн лет | | |
| | | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |
| Кварцевый порфир куйтунской свиты (обр. А-333) | | | | | | | |
| 1 | 150–100, 70 зерен | 0.2734 ± 5 | 0.0387 ± 1 | 0.76 | 245 ± 1 | 245 ± 1 | 249 ± 3 |
| 2 | >150, A = 10%, 30 зерен | 0.3742 ± 11 | 0.0387 ± 1 | 0.75 | 246 ± 1 | 247 ± 1 | 239 ± 6 |
| Щелочной гранит нерчуганского комплекса (обр. К-49) | | | | | | | |
| 3 | >100, A = 30%, 30 зерен | 0.3658 ± 24 | 0.0445 ± 2 | 0.58 | 317 ± 2 | 280 ± 1 | 592 ± 12 |
| 4 | 50–85, 50 зерен | 0.3055 ± 5 | 0.0403 ± 1 | 0.81 | 271 ± 1 | 255 ± 1 | 410 ± 2 |
| 5 | 85–100, 50 зерен | 0.2721 ± 13 | 0.0383 ± 1 | 0.30 | 244 ± 1 | 244 ± 1 | 263 ± 11 |
| 6 | 85–100, 10 зерен | 0.2693 ± 12 | 0.0380 ± 1 | 0.68 | 242 ± 1 | 242 ± 1 | 257 ± 8 |

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; A = 10% – количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона; 10 зерен – количество зерен циркона в навеске. Величины ошибок 2σ соответствуют последним значащим цифрам.

Изученный циркон характеризуется конкордантными U/Pb-отношениями, а его возраст составляет 246 ± 2 млн лет (СКВО = 0.16, вероятность конкордантности 69%) и отвечает возрасту кристаллизации расплавов, родоначальных для кварцевых порфиров куйтунской свиты.

Щелочной гранит нерчуганского комплекса. Акцессорный циркон щелочного гранита нерчуганского комплекса (обр. К-49) образует прозрачные, реже полупрозрачные идиоморфные и субидиоморфные кристаллы короткопризматического и призматического габитуса коричневого цвета, которые огранены комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111} (рис. 4, I–III). Они обладают хорошо выраженной “тонкой” магматической зональностью, которая частично нарушена в краевых частях зерен (рис. 4, I–III). В некоторых кристаллах циркона наблюдаются реликты “усвоенных” ядер (рис. 4, VI). Размеры зерен циркона изменяются от 85 до 150 мкм ($K_{\text{удл}} = 1.2$ – 2.0).

Для U–Pb-геохронологических исследований использованы четыре микронавески (10–50 зерен) циркона, отобранные из размерных фракций

50–85, 85–100 и >100 мкм. При этом циркон наиболее крупной фракции был подвергнут аэробразивной обработке (№ 3, табл. 1). Как видно на рис. 3, точки изотопного состава изученного циркона аппроксимируются линией регрессии, нижнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 239 ± 5 млн лет, а верхнее – 1633 ± 32 млн лет (СКВО = 1.8). Циркон из фракции 85–100 мкм (№ 5, 6; табл. 1, рис. 3) характеризуется незначительной дискордантностью U/Pb-отношений (1.2–2%), а среднее значение его возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 243 \pm 6$ млн лет) в пределах ошибки совпадает с возрастом, определяемым нижним пересечением дискордии. Положение точек изотопного состава циркона из крупной и мелкой размерных фракций (>100 и 50–85 мкм соответственно) (№ 3, 4; рис. 3) на дискордии указывает на существенный вклад древнего унаследованного компонента радиогенного свинца. Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют о его магматическом происхождении. Поэтому есть все основания полагать, что оценка возраста 239 ± 5 млн лет соответствует возрасту кристаллизации щелочных гранитов нерчуганского комплекса.

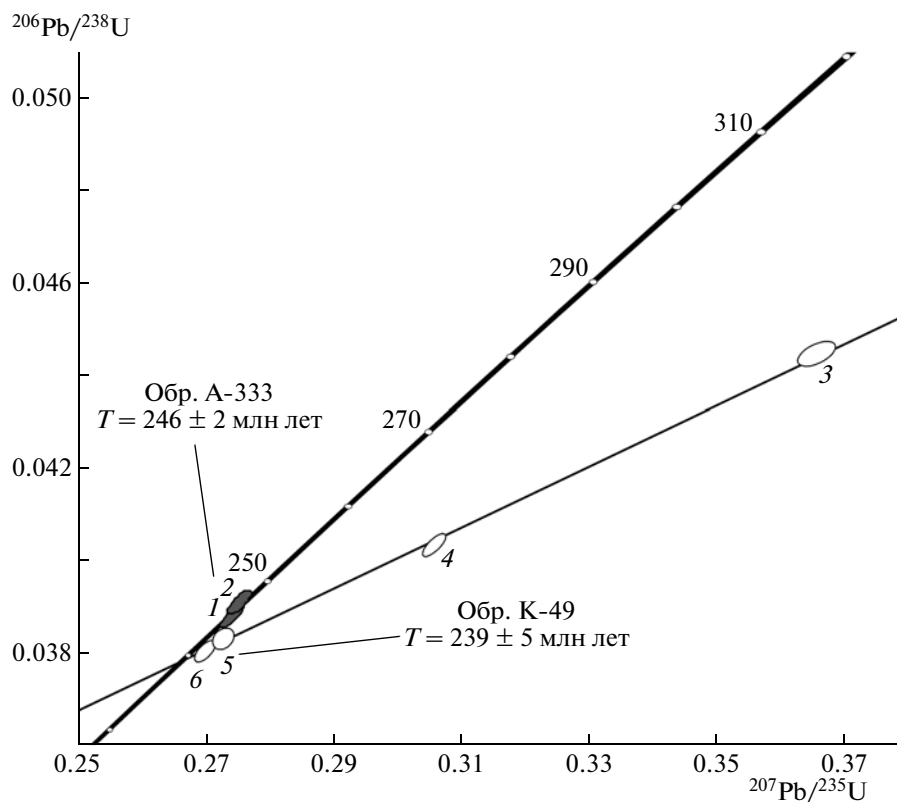


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из кварцевого порфира куйтунской свиты (обр. А-333) и щелочного гранита нерчуганского комплекса (обр. К-49). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

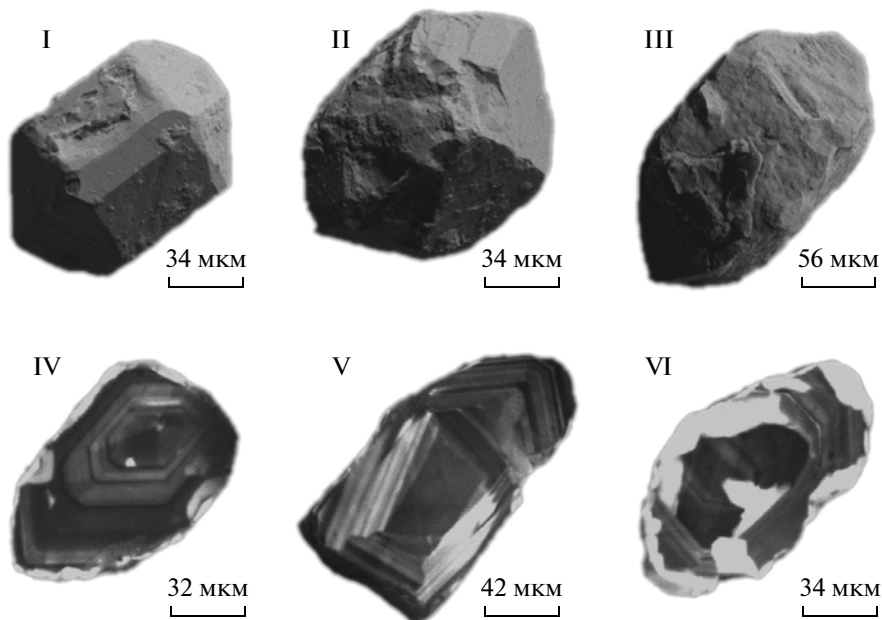


Рис. 4. Микрофотографии кристаллов циркона из щелочного гранита нерчуганского комплекса (обр. К-49), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I–III – в режиме вторичных электронов; IV–VI – в режиме катодолуминесценции.

К настоящему времени предложены две основные модели формирования СВВП [14, 15]. Согласно первой модели образование этого вулканоплутонического пояса протекало в обстановке активной континентальной окраины, которая сменилась на поздних этапах ее развития широкомасштабными продольными перемещениями вдоль трансформного разлома по границе континент—океан [14]. В рамках второй модели формирование СВВП рассматривается как результат взаимодействия мантийного плюма с литосферой в условиях активной континентальной окраины [15].

Результаты выполненных исследований показывают, что по возрасту и составу вулканы куйтунской свиты и гранитоиды нерчуганского комплекса близки к изверженным породам первого импульса бимодального внутриплитного магматизма западного фланга СВВП. При этом обращает на себя внимание, что для изверженных пород восточного фланга СВВП получены несколько более молодые оценки возрастов по сравнению с изверженными породами первого импульса бимодального внутриплитного магматизма западного фланга этого пояса. Это подтверждает представление о некотором “омоложении” магматических процессов в ходе формирования СВВП в направлении с запада на восток [4], что в целом коррелирует с последовательностью закрытия Палеоазиатского океана. Учитывая геохимические особенности изученных магматических комплексов и их ассоциацию с близкими по возрасту магматическими образованиями шошонит-латитовой серии [1, 5], можно полагать, что их формирование протекало в условиях постколлизийного рифтинга в краевой части Северо-Азиатского палеоконтинента после закрытия Палеоазиатского океана (P_2-T_1) [1].

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 09–05–00394, 10–05–00704), Минпромнауки (НШ–3533–2008–05), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Строение и формирование основных типов геологиче-

ских структур подвижных поясов и платформ”, Государственного контракта № 14.740.11.0187, Президиума ДВО РАН (проект 09–I–ОНЗ–09).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545–1562.
2. Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zangvilovich A.N., Reichow M. // Lithos. 2009. V. 113. P. 521–539.
3. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.
4. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Андреева И.А. и др. Типы магм и их источники в истории Земли. Т. 2. Редкометалльный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 280 с.
5. Геологическая карта СССР 1:1000000. Новая сер. Лист N-50, 51 – Сковородино. Объяснительная записка. Л., 1990. 110 с.
6. Рублев А.Г., Александров Г.В., Александрова С.В. и др. // Сов. геология. 1985. № 10. С. 81–92.
7. Ларин А.М., Великославинский С.Д., Котов А.Б. и др. Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. Всероссийская науч. конф. 16–18 июля 2010 г. Благовещенск, 2010. С. 25–26.
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. Ludwig K.R. U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
11. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Vers. 2.06. // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
12. Steiger R.H., Jager E. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
13. Stacey J.S., Kramers I.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
14. Парфенов Л.П., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6.
15. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1305–1320.