

Soloviev, A.V., Hourigan, J.K., Brandon, M.T., Garver, J.I., Grigorenko, E.S., Age of the Baraba Suite (Sredinniy Range, Kamchatka): Geodynamic implication. Stratigraphy and Geological Correlations, in press (2004)

УДК 551.243.4(571.66)

Краткое сообщение

**ВОЗРАСТ БАРАБСКОЙ СВИТЫ (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА):
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

А.В.Соловьев*, **Дж.К.Хоуриган****, **М.Т.Брэндон*****, **Дж.И.Гарвер******,

Е.С.Григоренко*

**Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва*

***Стэнфордский Университет, Стэнфорд, США*

****Отделение геологии и геофизики, Йельский университет, Нью-Хевен, США*

*****Геологическое отделение, Юнион Колледж, Скенектади, США*

Поступила в редакцию

Барабская свита, обнажающаяся в Срединном хребте и представленная континентальными конгломератами, долгое время на основании определений флоры считалась верхнекампан-нижнемаастрихтской. Цирконы из туфа нижнего горизонта барабской свиты датированы U/Pb (SHRIMP) методом как 50.5 ± 1.2 млн. лет. Таким образом, возраст осадконакопления пород барабской свиты соответствует среднему эоцену.

Ключевые слова. Эоцен, циркон, U/Pb SHRIMP, барабская свита, Срединный хребет, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Современная структура Камчатки сформирована за счет аккреционно-коллизийных процессов, происходивших в конце мезозоя – кайнозойе в пределах северо-восточной окраины Евразии (Богданов, Чехович, 2002; Константиновская, 2002). Одним из важных моментов кайнозойской истории региона была коллизия меловой островной дуги с Евразией (Konstantinovskaia, 2000; Соловьев и др., 2002). Северный сегмент дуги по Лесновскому надвигу обдуцирован на отложения континентальной окраины в среднем эоцене (Соловьев и др., 2002). Южный сегмент дуги надвинут на метаморфические комплексы Срединного хребта Камчатки, рассматриваемые как выведенная на поверхность часть Охотоморского континентального блока (Ханчук, 1985; Konstantinovskaia, 2000) или как выступ фундамента Западно-Камчатской микроплиты (Богданов, Чехович, 2002). С востока на метаморфиты Срединного хребта шарьированы меловые–палеогеновые комплексы, сформированные в пределах островной дуги и окраинного моря, отделявшего эту дугу от Евразийской окраины (Зинкевич и др., 1994; Константиновская, 2002).

Отложения барабской свиты, обнажающиеся в Срединном хребте Камчатки и представленные континентальными конгломератами, долгое время рассматривались как наиболее древний неавтохтон, так как они с несогласием налегают как на метаморфические комплексы (малкинская серия), так и на образования островной дуги (ирунейская свита) (Шапиро и др., 1986). На основании флористических данных (определения А.И.Челебаевой) отложения барабской свиты датируются поздним кампаном – ранним маастрихтом (Шапиро и др., 1986). Данные о возрасте барабской свиты, наряду с ее структурным положением и составом, часто использовались при построении геодинамических моделей эволюции южной Камчатки (Шапиро и др., 1986; Зинкевич и др., 1994; Рихтер, 1995; Konstantinovskia, 2000). В статье приводятся новые данные о возрасте цирконов (U/Pb SHRIMP) из базального горизонта барабской свиты и рассматриваются некоторые геодинамические аспекты этих данных.

СТРОЕНИЕ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

В южной части Срединного хребта Камчатки метаморфические образования протягиваются в меридиональном направлении на расстояние около 200 км при ширине выхода 30-40 км (рис. 1). Метаморфические комплексы Срединного хребта подразделяются на три структурных комплекса. Нижним структурным элементом являются высокометаморфизованные породы *колпаковской серии* (мигматизированные гнейсы, гнейсы, кристаллические сланцы), прорванные двуслюдяными гранитами *крутогоровского комплекса*. Этот элемент рассматривался как ядро (или основание) Срединно-Камчатского массива (Ханчук, 1985; Рихтер, 1995). Данные о возрасте колпаковского комплекса и крутогоровских гранитов весьма противоречивы (Объяснительная записка..., 2000). Колпаковский и крутогоровский комплексы с несогласием перекрываются метатерригенными отложениями *шихтинской свиты*, местами отмечаются базальные конгломераты (Ханчук, 1985; Рихтер, 1995). Шихтинская свита представлена гранат-биотитовыми, ставролитовыми сланцами, ставролит-силлиманитовыми и биотит-мусковитовыми плагиогнейсами и мигматитами (Ханчук, 1985; Рихтер, 1995). *Малкинский комплекс*, включающий породы андриановской, хейванской и химкинской свит, надвинут на отложения шихтинской свиты (Рихтер, 1995). Андриановская свита, некоторыми исследователями сопоставляемая с алисторской свитой (Бондаренко, 1997), сложена амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми, клинопироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами. Андриановская свита согласно перекрывается метатерригенной хейванской свитой, которая сменяется вверх по разрезу метавулканогенной

химкинской свитой. Породы малкинского комплекса метаморфизованы от зеленосланцевой фации до амфиболитовой. Широко проявлен термальный характер метаморфизма (Ханчук, 1985). В последнее время появились суждения о возможной поднадвиговой природе метаморфизма этих пород (Рихтер, 1995).

Неметаморфизованные образования на западном склоне Срединного хребта, имеющие тектонические контакты с метаморфическими комплексами, представлены породами хозгонской свиты позднемелового возраста, представленными флишоидными отложениями кварц-полевошпатового состава (Шапиро и др., 1986).

Верхнемеловые породы ирунейского покрова (ирунейская и кирганикская свиты) надвинуты как на метаморфические комплексы, так и на отложения хозгонской свиты. Отложения ирунейской свиты (сантон (?) – маастрихт) представлены терригенно-кремнисто-вулканогенными отложениями, сформированными в условиях окраинно-морского бассейна и на склоне островной дуги. Кирганикская свита (верхний кампан (?) – маастрихт) сложна грубообломочными туфогенными породами, эффузивами основного и среднего состава и образовалась в пределах островодужной системы (Зинкевич и др., 1994).

Неоавтохтонный комплекс, перекрывающий как метаморфические комплексы, так и ирунейский аллохтон, представлен отложениями барабской свиты, детальное описание которой приводится ниже (рис. 2). Несогласный стратиграфический контакт барабских отложений с метаморфическими и ирунейскими породами описывался И.А.Сидорчуком, Э.М.Ерешко и М.Н.Шапиро с соавторами (1986). Отметим, что к западу от горы Бараба на неоавтохтон надвинуты отложения хозгонской свиты (Шапиро и др., 1986; Зинкевич и др., 1994; Сляднев и др., 1997).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА БАРАБСКОЙ СВИТЫ

Отложения барабской свиты в стратотипическом месте (рис. 2) (район горы Бараба) подразделяются на две толщи. Нижняя толща, с несогласием налегающая на сланцы и филлиты малкинской серии, представлена туфогенными и вулканомиктовыми конгломератами, туфогенными песчаниками и туфами андезидацитового состава. Цемент конгломератов - песчаный, содержит примесь пирокластического материала, близкого по составу к обломочным включениям. Обломки представлены роговообманковыми дацитовыми порфиритами, порфиroidными гранитами, базальтами, кислыми туфами, туфосилицитами, яшмами, кремнями, песчаниками. Обломки хорошо окатаны, их размер варьирует от песчаных до валунных разностей. Нижняя толща имеет мощность около 150 м (Шапиро и др., 1986; Зинкевич и др., 1994).

Верхняя толща, согласно перекрывающая нижнюю, сложена полимиктовыми конгломератами, конглобрекциями, гравелитами и песчаниками, реже алевролитами. Цемент песчанистый, иногда алевропелитовый. Обломки представлены преимущественно метаморфическими породами (филлиты, сланцы, гнейсы), хотя встречаются и вулканиты. Обломки метаморфических пород плохо окатаны, признаки сортировки отсутствуют. Кроме метаморфитов встречаются гальки гранитоидов, кварца и полевого шпата, окатанные гораздо лучше, что может свидетельствовать о более удалённом источнике сноса (Колодяжный и др., 1996). Верхняя толща имеет мощность около 800 м.

Стратиграфическая граница между нижней и верхней толщами резкая, что, по видимому, связано с быстрой сменой источников сноса. Хотя переходных разностей с равным количеством вулканогенного и метаморфического материала не наблюдается, всё же в верхней части нижней толщи содержание обломков метаморфических пород увеличивается, в низах верхней толщи сохраняются обломки эффузивов (Шапиро и др., 1986).

На правом борту р. Капитанской в 1.5 км от устья под толщей барабских конгломератов описан фрагмент туфокремнистого неметаморфизованного разреза (мощность 10 м), относимого нами к ирунейской свите. Ниже залегают хлоритовые сланцы и филлиты хейванской свиты.

Отложения барабской свиты представляют собой континентальные образования, основываясь на прослоях листвы и на отсутствии фаунистических остатков. Флора, найденная на юго-западных склонах горы Бараба, определялась как позднекампан - раннемаастрихтская (Шапиро и др., 1986).

Состав галек из конгломератов барабской свиты изучен в шлифах. Вулканиты из галек представлены риолитами, дацитами, андезитами, андезибазальтами, базальтами. Гальки, сложенные породами основного и среднего состава, могли образоваться при размыве мезозойских отложений ирунейской, кирганикской, квахонской свит (Зинкевич и др., 1994; Константиновская, 2002). Источником кислых и средних вулканитов могли быть палеоценовые отложения черепановской свиты (Сляднев и др., 1997), а также эоценовые толщи в районе горы Черной (Гладенков и др., 1997). Галька, представленная метаморфическими породами, по составу идентична образованиям шихтинской свиты и малкинской серии (хейванская, андриановская, химкинская свиты), изредка встречаются гнейсы, вероятно, из колпаковской серии. Граниты могут происходить из крутогоровского комплекса (Ханчук, 1985; Рихтер, 1995).

Сравнение состава песчаников из галек барабских конгломератов и песчаников из отложений хозгонской свиты показало их идентичность. Также сходны радиоляриты (кремни, яшмы) в гальках с радиоляритами, характерными для ирунейской свиты. Таким образом, среди галек барабских конгломератов присутствуют как породы палеоокраины Евразии (метаморфиты, граниты крутогоровского комплекса, песчаники хозгонской свиты), так и породы, характерные для столкнувшейся с ней островной дуги (вулканиты и радиоляриты ирунейской свиты). Наличие в гальках обломков, как автохтона, так и аллохтона говорит о том, что барабская свита сформировалась уже после их тектонического совмещения.

ВОЗРАСТ БАРАБСКОЙ СВИТЫ

U/Pb изотопная система в цирконах имеет высокую температуру закрытия, оцениваемую как $>900^{\circ}\text{C}$ (Lee et al., 1997). Считается, что возраст циркона, измеренный U/Pb методом, определяет время его кристаллизации, а U/Pb система весьма устойчива к термальным воздействиям.

Кристаллы циркона были выделены из дацитового туфа базального горизонта нижней толщи барабской свиты (обр. 01JG-11) по стандартной методике в Институте литосферы окраинных и внутренних морей РАН. Из образца вручную было отобрано около 50 зерен циркона. Цирконы из образца и цирконы стандарта AS57 (Paces, Miller, 1993) помещались в эпоксидную смолу и полировались. Зерна циркона проверялись на отсутствие трещин и включений в отраженном и проходящем свете при увеличении 20х. Для изучения зональности и внутренней структуры полированных цирконов использовался катодлюминесцентный детектор, смонтированный на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 5600 (рис. 3, А). Изучение катодлюминесцентных (CL) имиджей зерен показало, что в них отсутствуют ядра ксенокристаллов. Цирконы призматические, идиоморфные. CL-зональность характерна для цирконов магматического происхождения.

Изотопные измерения проводились на SHRIMP-RG (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe – Reverse Geometry – чувствительный ионный зонд высокого разрешения – обратная геометрия) в микроаналитическом центре Станфорд-USGS по стандартной методике (Muir et al., 1996). Пучок отрицательно заряженных атомов кислорода диаметром $\sim 30\ \mu\text{m}$ использовался для ионизации вещества анализируемого кристалла. Каждое измерение состояло из пяти циклов, причем после четырех или пяти измерений для кристаллов с неизвестным возрастом проводилось измерение возрастного стандарта AS57. Концентрации урана и тория калибровались по SL13 (Williams, 1998).

Для возрастов, приведенных в таблице 1, проведена ^{207}Pb -корректировка, которая базируется на допущении, что в незначительно дискордантных цирконах присутствует простая смесь обычного и радиогенного свинца. Измеренное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ используется для корректировки обычного свинца. Возраста рассчитаны экстраполяцией измеренных данных на конкордию вдоль линии, соответствующей модельному составу обычного свинца (Cumming and Richards, 1975) при аппроксимации для возраста единичных зерен.

Цирконы в образце 01JG-11 представлены мелкими ($\sim 50\text{-}150\ \mu\text{m}$) зональными идиоморфными кристаллами (см. рис. 3, А). Возраст, рассчитанный по средневзвешенному значению ^{207}Pb , скорректированному по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастам, для 15 датированных зерен, равен 50.5 ± 1.2 ($\pm 2\sigma$) млн. лет (рис. 3, Б). СКВО = 0.90 показывает, что разброс данных связан с аналитическими неточностями. Дискордантный возраст одного зерна анализ не учитывался при расчете средневзвешенного возраста.

Таким образом, возраст кристаллизации цирконов из туфа барабской свиты соответствует 50.5 ± 1.2 млн. лет. Так как формирование туфов происходит мгновенно в геологическом понимании времени, то возраст цирконов близок возрасту осадконакопления нижних горизонтов барабской свиты, а вышележащие конгломераты должны быть моложе 50 млн. лет.

ОБСУЖДЕНИЕ

Новая датировка существенно отличается от данных о позднекампан-раннемаастрихтском возрасте свиты, полученных по флоре (Шапиро и др., 1986). Ранее высказывались предположения о раннепалеоценовом (датском) (Шапиро и др., 1986) или палеоценовом возрасте (Сляднев и др., 1997) барабских отложений, однако, обоснования носили косвенный характер и прямых данных о возрасте свиты не приводилось. Данные U/Pb (SHRIMP) датирования цирконов из туфа нижних горизонтов барабской свиты показывают, что свита начала формироваться в среднем эоцене, после 50 млн лет. Среднеэоценовый возраст отложений барабской свиты не позволяет рассматривать их в качестве фациального аналога верхнемеловых образований хозгонской свиты, как это предполагалось В.П.Зинкевичем с соавторами (1994).

Анализ взаимоотношений комплексов и новые данные о возрасте барабской свиты позволяют рассмотреть несколько геодинамических следствий. Отложения

барабской свиты несогласно перекрывают сланцы и филлиты, таким образом, можно констатировать, что метаморфизм пород малкинской серии произошел до среднего эоцена. Барабские породы несогласно налегают и на неметаморфизованные ирунейские комплексы (Шапиро и др., 1986), что позволяет предполагать досреднеэоценовый этап надвигания окраинно-морских отложений на метаморфиты малкинской серии. После накопления барабской свиты происходит еще один этап деформаций, когда на барабские конгломераты надвигаются отложения хозгонской свиты (см. рис. 2) (Шапиро и др., 1986).

ВЫВОДЫ

1). Возраст кристаллизации цирконов из туфа нижнего горизонта барабской свиты определен U/Pb (SHRIMP) методом как 50.5 ± 1.2 млн. лет. Формирование нижних горизонтов барабской свиты началось в среднем эоцене.

2). Отложения барабской свиты несогласно перекрывают сланцы и филлиты, таким образом, возраст метаморфизма малкинской серии досреднеэоценовый.

3). Породы барабской свиты с несогласием перекрывают окраинно-морские ирунейские отложения, надвинутые на метаморфические комплексы, что позволяет предполагать досреднеэоценовый этап надвигообразования.

Данное исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект №02-05-64967) и NSF OPP-9911910.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданов Н.А., Чехович В.Д.* О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. №1. С. 72–85.
- Бондаренко Г.Е.* Ультраосновные и основные метавулканиды Срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 3. С. 32-40.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Синельникова В.Н., Антипов М.П., Беньямовский В.Н., Братцева Г.М., Полянский Б.В., Ступин С.И., Федоров П.И.* Нижний палеоген Камчатки. М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
- Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г., Константиновская Е.А., Федоров П.И.* Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. №1. С. 81-96.
- Колодяжный С.Ю., Зинкевич В.П., Луцицкая М.В., Бондаренко Г.Е.* Признаки вязко-пластического течения с мезозойских барабских конгломератах Срединно-Камчатского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 6. С. 15-30.
- Константиновская Е.А.* Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки // Геотектоника. 2002. № 5. С. 59-78.
- Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 / Под ред. Н.А.Богданова, В.Е.Хаина. М.: ИЛ РАН, 2000. 193 с.
- Рихтер А.В.* Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71-78.
- Сляднев Б.И., Соколов В.А., Марковский Б.А.* Барабские конгломераты: особенности строения, состава и проблема происхождения (Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 1. С. 83-88.
- Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И.* Лесновский тектонический покров, Северная Камчатка // Геотектоника. № 6. 2002. С. 45-59.
- Ханчук А.И.* Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.
- Шапиро М.Н., Разницын Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В.* Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5–21.

- Cumming G. L., and Richards J. R.* Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 28. N 2. P. 155-171.
- Konstantinovskaia E.A.* Geodynamics of the Early Eocene Arc-Continent collision reconstructed from the Kamchatka orogenic belt (NE Russia) // Tectonophysics. 2000. V. 325, № 1/2. P. 87–105.
- Lee J.K.W., Williams I.S., Ellis D.J.* Diffusion of U, Th and Pb in natural zircons // Nature. 1997. V. 390. No. 6656. P. 159-162.
- Muir R. J., Ireland T. R., Weaver S. D., and Bradshaw J. D.* Ion microprobe dating of Paleozoic granitoids; Devonian magmatism in New Zealand and correlations with Australia and Antarctica // Chemical Geology. 1996. V. 127. N 1-3. P. 191-210.
- Paces J. B., and Miller J. D.* Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota; geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagnetic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System // Journal of Geophysical Research B. Solid Earth and Planets. 1993. V. 98. V. 8. P. 13,997-14,013.
- Soloviev A.V., Shapiro M.N., Garver J.I., Shcherbinina E.A. and Kravchenko-Berezhnoy I.R.* New age data from the Lesnaya Group: A key to understanding the timing of arc-continent collision, Kamchatka, Russia // The Island Arc. 2002. V. 11, № 1. P. 79–90.
- Zinkevich V.P., Rikhter A.V., Tsukanov N.V* Accretion tectonics and geodynamics of Kamchatka-Sakhalin region // Электронный журнал «Виртуальная геология», 1998. <http://geo.web.ru/users/GeoLIS/virtugeo/articles/tsukanov/articl.htm>
- 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.

Таблица 1. U/Pb возраст единичных зерен циркона из дацитового туфа базального горизонта нижней толщи барабской свиты Срединного хребта (Камчатка).

Номер зерна	% ²⁰⁶ Pb _c	U г/г	Th г/г	Th/U	²⁰⁶ Pb* г/г	Uncorrected ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	Uncorrected ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Возраст, млн. лет (± 1σ)
JG11-1	0,00	427	199	0,48	2.82	130.4 ± 3.1	0.0443 ± 4.1	49.4 ± 1.5
JG11-2	0,00	497	277	0,58	3.34	128.0 ± 3.1	0.0455 ± 3.8	50.3 ± 1.5
JG11-3	0,18	210	59	0,29	1.37	131.7 ± 3.4	0.0484 ± 7.0	48.7 ± 1.7
JG11-4	0,05	290	118	0,42	1.94	128.3 ± 3.3	0.0474 ± 5.4	50.0 ± 1.7
JG11-5	0,00	146	52	0,37	0.968	129.6 ± 3.4	0.0445 ± 7.7	49.7 ± 1.7
JG11-6	0,49	110	32	0,31	0.769	122.6 ± 3.5	0.0510 ± 7.1	52.1 ± 1.8
JG11-7A	0,07	937	107	0,12	6.81	118.2 ± 3.0	0.0477 ± 2.5	54.3 ± 1.6
JG11-8	0,00	377	87	0,24	2.40	134.9 ± 3.1	0.0469 ± 4.5	47.6 ± 1.5
JG11-9	0,00	647	283	0,45	4.40	126.5 ± 3.0	0.0457 ± 3.2	50.8 ± 1.5
JG11-10	0,14	394	105	0,27	2.67	126.8 ± 3.1	0.0482 ± 4.2	50.6 ± 1.6
JG11-11	0,43	197	97	0,51	1.35	126.1 ± 3.3	0.0505 ± 5.7	50.7 ± 1.7
JG11-12A	2,67	126	48	0,39	2.81	38.5 ± 3.1	0.0705 ± 3.7	##161.0 ± 5.0
JG11-13	0,00	790	163	0,21	5.38	126.1 ± 3.0	0.0469 ± 2.9	50.9 ± 1.5
JG11-14	0,00	327	93	0,29	2.23	126.2 ± 3.2	0.0422 ± 4.7	51.2 ± 1.6
JG11-15	0,14	391	112	0,30	2.65	127.1 ± 3.1	0.0481 ± 4.1	50.5 ± 1.6
JG11-16	0,44	333	93	0,29	2.29	124.9 ± 3.1	0.0505 ± 4.5	51.2 ± 1.6
Средневзвешенный возраст					50.5 ± 1.2 (95%) млн. лет, СКВО = 0.90, n = 15/16			

Примечание. Ошибки показаны как 1σ. Pb_c – обычный свинец, Pb* - радиогенный свинец. Ошибка калибровки стандарта соответствовала 0.90%. Возраст скорректирован на обычный Pb с допущением, что ²⁰⁶Pb/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²³⁵U – возраст конкордантен. ## - дискордантный анализ не учитывался при расчете средневзвешенного возраста.

Подписи к рисункам к статье А.В.Соловьева и др. «Возраст барабской свиты...»

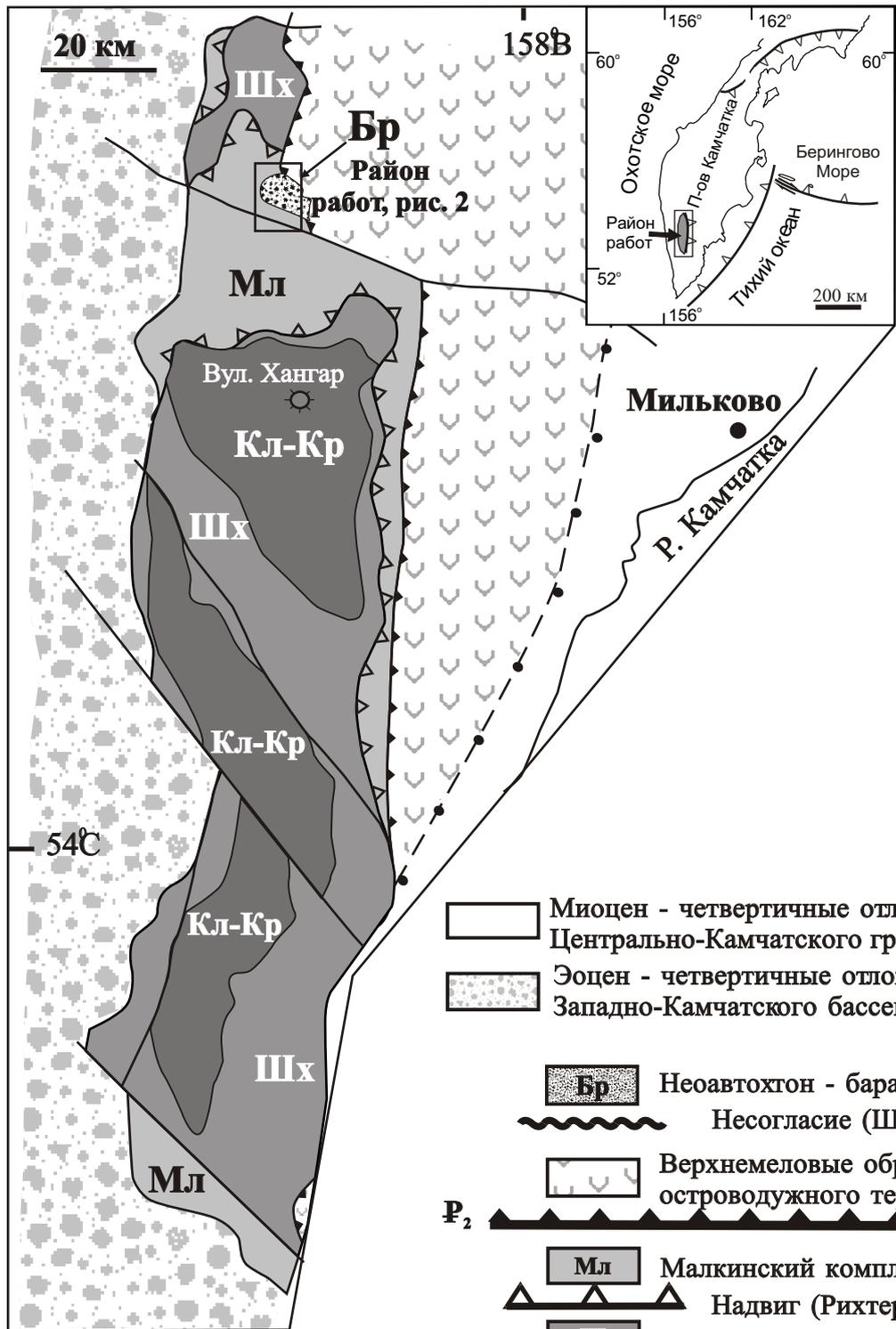
Рис. 1. Упрощенная тектоническая карта Срединного хребта Камчатки (Zinkevich et al., 1998; с изменениями) и схема взаимоотношений главных структурных единиц.

Рис. 2. Схема геологического строение района горы Бараба (Срединный хребет, Камчатка) (А) и схематический профиль по линии I-II (Б) (Сляднев и др., 1997 изменено с учетом материалов Шапиро и др., 1986; Зинкевич и др., 1994).

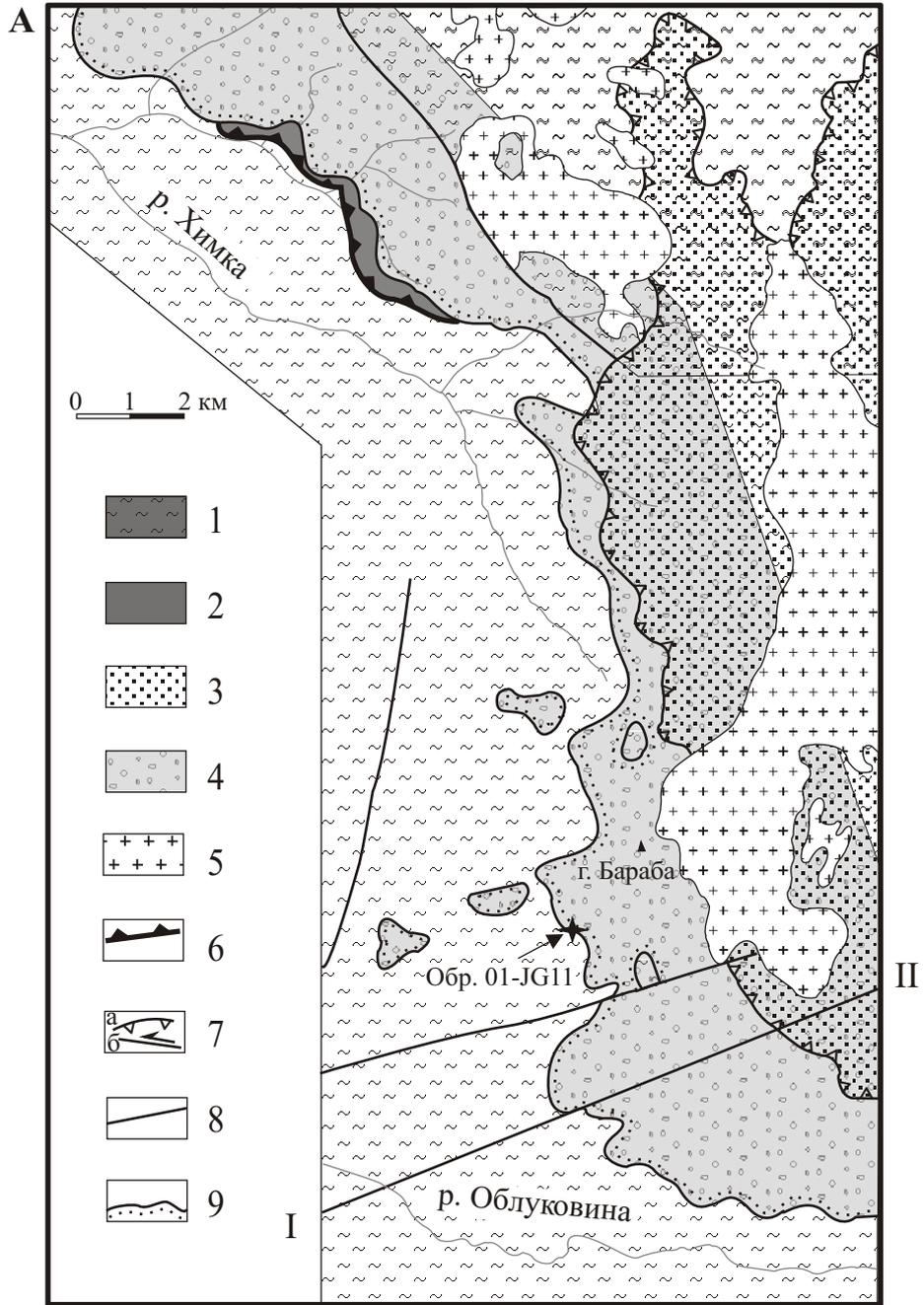
1 – неразделенные метаморфические образования малкинской серии и шихтинской свиты проблематичного возраста; 2 – верхнемеловые туфо-кремнистые отложения ирунейской свиты; 3 - верхнемеловые терригенные отложения хозгонской свиты; 4 - эоценовые туфо-терригенные отложения барабской свиты; 5 – миоценовые граниты; 6 – надвиг отложений ирунейской свиты на метаморфические образования; 7 – надвиг пород хозгонской свиты на отложения барабской свиты: а – на карте, б – на профиле; 8 – субвертикальные разломы; 9 – граница несогласного залегания.

Рис. 3. А. Катодолюминесцентные имиджи кристаллов циркона из образца 01-JG11 с номерами датированных зерен. Белыми кружками показаны точки SHRIMP анализов, номера соответствуют номерам анализов приведенных в таблице 1.

Б. График Тера-Вассербурга для образца 01-JG11. Горизонтальная сплошная линия – конкордия. 15 зерен конкордантны и дают средневзвешенный возраст - 50.5 ± 1.2 млн. лет ($\pm 2\sigma$). Одно зерно (см. табл. 1) дискордантно, так как содержит значительное количество обычного свинца и исключено при расчете средневзвешенного возраста.

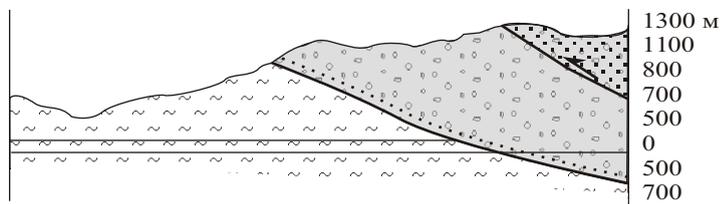


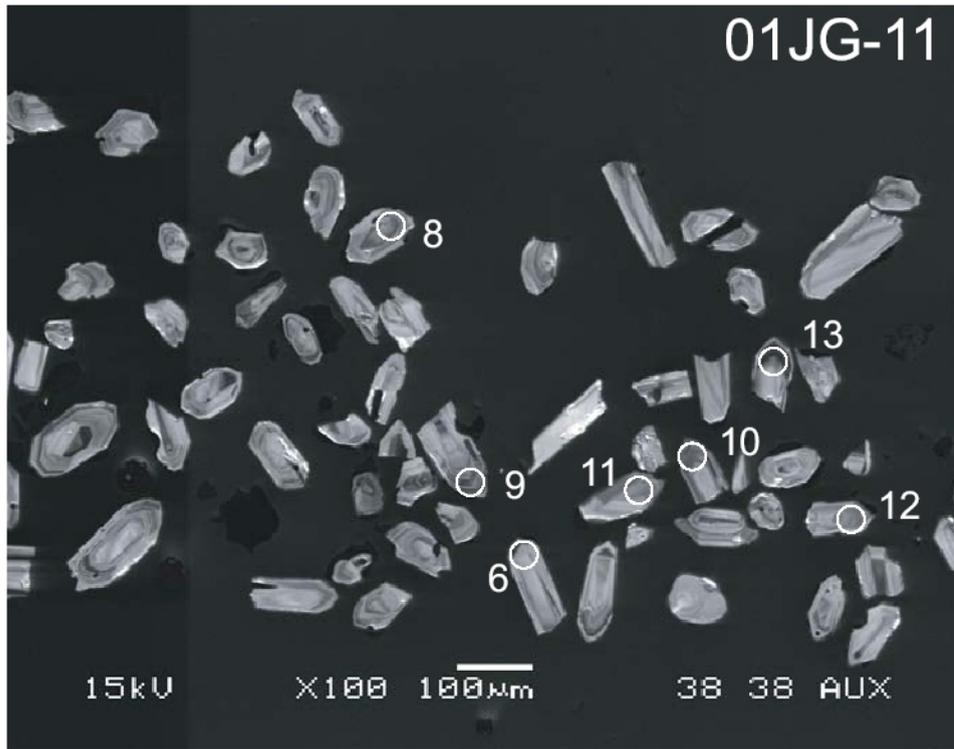
-  Миоцен - четвертичные отложения Центрально-Камчатского грабена
-  Эоцен - четвертичные отложения Западно-Камчатского бассейна
-  **Бр** Неоавтохтон - барабская свита (50 млн. лет)
-  Несогласие (Шапиро и др., 1986)
-  Верхнемеловые образования островодужного террейна
- Р₂** 
-  **Мл** Малкинский комплекс
-  Надвиг (Рихтер, 1995)
-  **Шх** Шихтинский (Камчатский) комплекс
-  ? Несогласие (Ханчук, 1985)
-  **Кл - Кр** Колшаковский и крутогоровский комплексы
-  Сбросы
-  Второстепенные разломы



Б ЮЗІ

II СВ



A**Б**