

УДК 551.4.07+621.039.86(571.61)

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОЙ U–Pb-ГЕОХРОНОЛОГИИ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

© 2014 г. Г. Л. Кириллова

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 27.02.2013 г.

Поступило 06.03.2013 г.

DOI: 10.7868/S086956521416021X

Восточно-Азиатская континентальная окраина в позднем мезозое располагалась в 600 км западнее ее современного положения вдоль Буреинского массива субмеридионального простираения. По восточному краю массива на его сочленении с Сихотэ-Алинским орогенным поясом формировались краевые прогибы (рис. 1): Урмийский (D_1 – T_2), Буреинский (T_3 – K_1). Последний со времен В.З. Скорохода, обнаружившего в 1935 г. на р. Бурея пласты угля, известен как Буреинский каменноугольный бассейн. Верхнетриасово-среднеюрская последовательность, сформировавшаяся на пассивной континентальной окраине, представлена циклично переслаивающимися морскими шельфовыми кластическими образованиями мощностью до 9000 м [2, 3]. Выше по разрезу она сменяется континентальной угленосной последовательностью мощностью около 4000 м, сформировавшейся в течение рифтогенного этапа развития бассейна [4, 5] в позднеюрско-меловой период.

Задачей нашего исследования – определение возможных источников сноса обломочного материала для Буреинского бассейна. Для этого наряду с традиционными методами фациального анализа, петрографии, литохимии использовано определение возраста обломочных цирконов из нижнемелового светло-серого аркозового песчаника, отобранного в центральной части бассейна по р. Солони в 10 км южнее пос. Чегдомын (рис. 1).

В лаборатории Университета Хиросима (Япония) было проведено датирование обломочных цирконов (~120 зерен), извлеченных из этого песчаника, с использованием LA-ICP-MS [6].

Интерпретируя гистограмму (рис. 2), можно сказать, что самые древние источники сноса име-

ют возраст около 1800–1900 млн лет – палеопротерозой. Породы близкого возраста распространены в современном структурном плане к западу (Буреинский массив) и востоку (Чегдомынский блок Буреинского массива) от Буреинского бассейна. В Туранском блоке (рис. 1) они объединены в нятыгранскую свиту мощностью до 200 м [7].

Следующий кластер (850–980 млн лет) соответствует породам позднего рифея. Источником циркона могли быть породы позднерифейской туранской серии мощностью до 2500 м. Она обнажена в Туранском хребте Буреинского массива и составляет основание его чехла. В ее составе преобладают разнообразные метаосадочные породы с подчиненным количеством вулканитов, туфов, известняков [7].

Цирконы венда (560 млн лет) могли поступать из вендской мельгинской свиты (Мельгинский прогиб Буреинского массива). Палеопротерозойские, рифейские и вендские цирконы – видимо, продукт рециклинга, чем и объясняется их небольшое количество.

Источником цирконов крупного ордовикского возрастного пика (450 млн лет) служили, видимо, ордовикские интрузии Буреинского массива, принадлежащие трем гранитным комплексам: биробиджанскому в Малохинганском блоке, Гуджальском и Сынчугинском выступах Буреинского массива, кивилийскому и суларинскому в Туранском блоке [8].

Небольшие пики циркона в раннем девоне (405 млн лет) и раннем карбоне (360 млн лет), видимо, связаны с перемывом осадочных пород сынчугинской серии (D_{1-2}) и ниагинской толщи (C_1) Урмийского прогиба Буреинского массива [7].

Более значимый пик в среднем карбоне (320 млн лет) связан с размывом гранитоидов тырмо-буреинского комплекса, широко распространенных на Буреинском массиве [8].

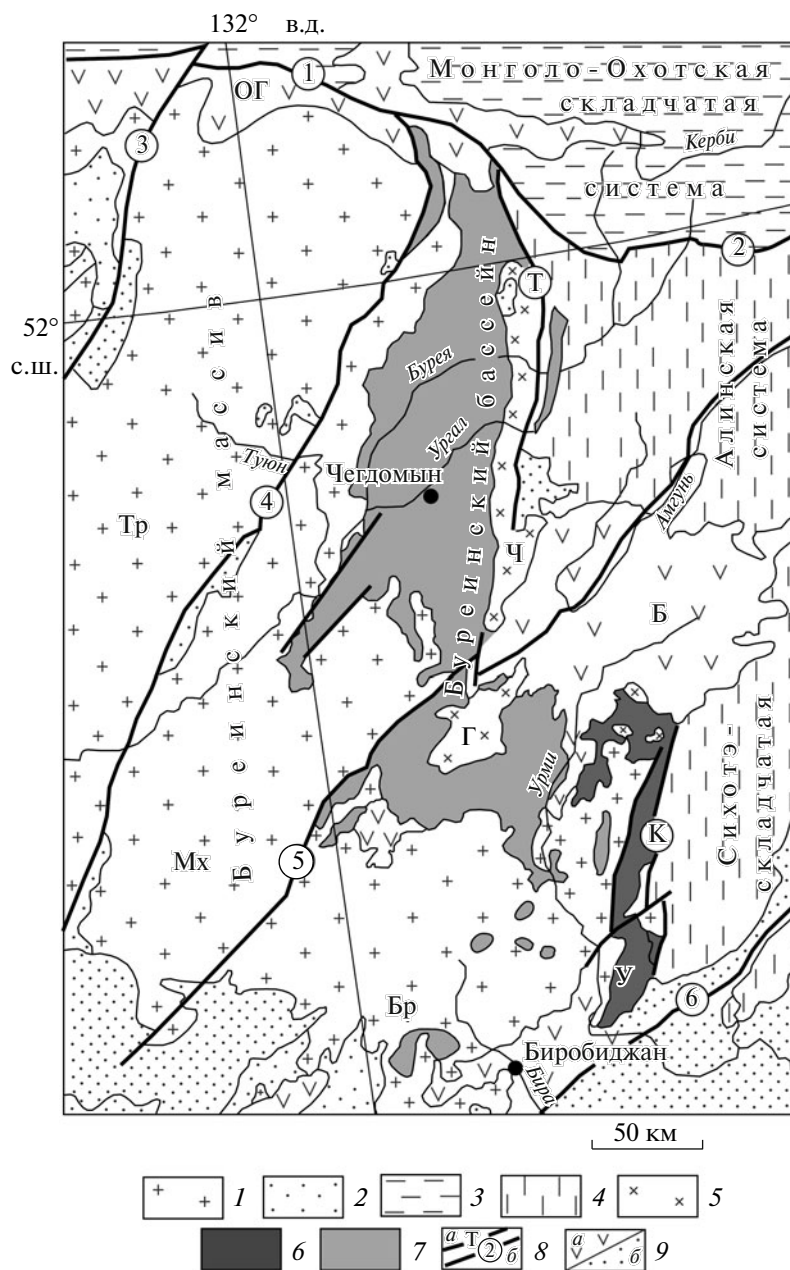


Рис. 1. Структурное положение Буреинского бассейна ([1] с дополнениями). 1 – Буреинский массив, блоки: Тр – Туранский, Мх – Малохинганский; 2 – фрагменты чехла массива; 3 – Монголо-Охотская складчатая система; 4 – Сихотэ-Алинская складчатая система; 5 – краевое поднятие, блоки: Ч – Чегдомынский, Г – Гуджалский; 6 – Урмийский краевой прогиб; 7 – Буреинский бассейн; 8 – глубинные разломы краевого шва (а): Т – Тастахский, К – Куканский; прочие глубинные разломы (б) (цифры в кружках): 1 – Южно-Тукурингрский, 2 – Пауканский, 3 – Сюгдулкинский, 4 – Мельгинский, 5 – Хинганский, 6 – Харпийский; 9 – меловые и кайнозойские формации орогенных и плитных комплексов: а – вулканогенные (Б – Баджалский, ОГ – Огоджинский ареалы), б – осадочные.

Самый значимый пик в позднем триасе (215 млн лет) связан, видимо, с процессами коллизии блоков Янцзы и Сино-Корейского (позднеиндосинийская орогения). Вдоль сутуры Циньлин-Дабе, северо-восточный конец которой достигал южного Приморья, на это время реконструируются [4, 9] эксгумация, воздымание и эрозия крупных блоков, продуцировавших обилие

кластического материала, устремившегося вдоль сутуры на северо-восток. Другим источником цирконов могли служить субщелочные гранитоиды харинского комплекса (P_2-T_1).

В средней юре на Восточно-Азиатской активной континентальной окраине завершился один из главных этапов аккреции [9], после которого

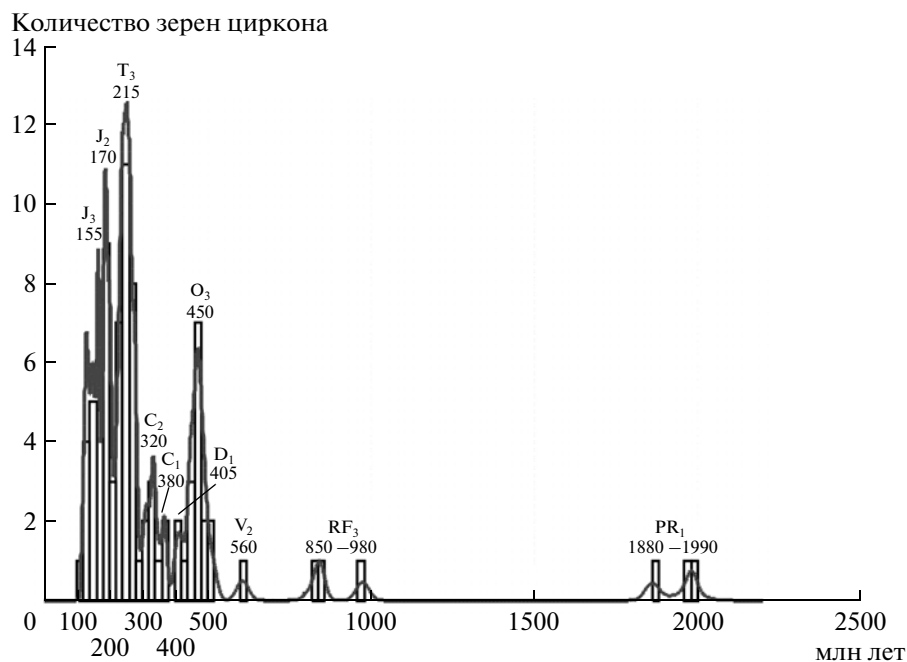


Рис. 2. Гистограмма распределения возрастов обломочных цирконов из образца раннемелового песчаника (р. Соло-ни).

последовало воздымание и размыв аккреционной призмы. Кроме того, в это время воздымался коллизийный ороген на севере вдоль Монголо-Охотской сутуры. С этими событиями, видимо, и следует связывать среднеюрский пик циркона (170 млн лет).

Позднеюрский пик циркона (155 млн лет) связан с завершением раннеяшанской орогении, рифтогенезом, когда последовало воздымание плечей рифтов и их размыв.

Таким образом, исследование детритовых цирконов показало возможности метода датирования обломочных цирконов при палеогеографических реконструкциях, хотя и не позволяет дать однозначного ответа о расположении источников сноса.

Распределение возрастных спектров детритовых цирконов в исследованном образце песчаника указывает на то, что до позднего триаса преобладали недалекие западные источники сноса в пределах Буреинского массива, представленные интрузивными и осадочными породами. С позднего триаса доминировали, видимо, источники сноса, расположенные в пределах Сихотэ-Алинского и Монголо-Охотского орогенных поясов.

Исследования выполнены при поддержке грантов 12-I-П27-06, 12-II-СУ-08-009, 12-05-91158-ГФЕН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Забродин В.Ю. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2010. № 1. С. 1–22.
2. Кириллова Г.Л. // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–82.
3. Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В. // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31. № 4. С. 38–54.
4. Ren J., Tamaki K., Li S., Junxia Z. // Tectonophysics. 2002. V. 344. P. 175–205.
5. Кириллова Г.Л. // ДАН. 2008. Т. 419. № 1. С. 104–107.
6. Katsube A., Hayasaka Y., Miyamoto T., Sakaguchi A., Takahashi Y., Kirillova G.L. In: Proc. JpGU Meeting. Tokyo, 2012. P. 43.
7. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Владивосток: ДВО РАН, 2005. 464 с.
8. Государственная геологическая карта РФ 1:1000000. Сер. Дальневосточная. Лист М-53-Хабаровск / А.Ф. Васькин и др. СПб.: Изд-во картофабрики ВСЕГЕИ, 2009.
9. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. // The Island Arc. 1997. № 6. P. 113–142.