

УДК 551.242.5

U–Pb-ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕКИ ЯНЦЗЫ И ЭТАПЫ ОРОГЕНИИ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

© 2010 г. И. Ю. Сафонова, Ш. Рино, Ш. Маруяма

Представлено академиком В.Е. Хаиным 12.05.2009 г.

Поступило 14.05.2009 г.

Решение проблемы периодичности континентального роста важно для выделения глобальных циклов развития Земли. Одним из методов ее решения является массовое U–Pb-датирование детритовых цирконов и монацитов из песка крупнейших рек мира, дренирующих огромные территории [1]. Спектры распределения U–Pb-возрастов циркона, реже монацита, из отложений современных речных систем дают информацию об основных этапах корообразования и составе террейнов, слагающих основание речных бассейнов и являющихся источником осадочного материала [2]. Полученное распределение возрастов сравнивается с распределением возрастов коренных пород в бассейне. В случае совпадения пиков возрастов цирконов и возраста пород в области водосбора можно сделать заключение о преимущественно ювенильном характере континентальной коры данного региона [1]. В противоположном случае предполагается рециклинг корового материала (т.е. вынос на поверхность ранее субдуцированного в мантию корового материала, содержащего цирконы) при формировании континентальной коры и/или существенное изменение области сноса, как правило, в результате тектонических процессов. Для тектонических реконструкций спектры возрастов цирконов из современных отложений сравниваются с таковыми для цирконов из более древних осадков [2].

Использовавшиеся ранее методики оценки периодичности и скорости роста континентальной коры, основанные на датировании цирконов из гранитоидных комплексов, имеют ряд недостатков. Наиболее существенным недостатком является повторный учет корового материала, рециклированного в ходе субдукционно-коллизийных процессов. Использованный авторами ме-

тод основан на датировании цирконов исключительно магматического происхождения и имеет ряд преимуществ, благодаря следующему: 1) равномерной выборке цирконов как из осадочных, так и из кристаллических пород; 2) определении возраста именно ювенильной коры благодаря высокой температуре закрытия U–Pb-изотопной системы в цирконах, что позволяет избежать повторного учета рециклированного материала; 3) прямом определении возраста образования континентальной коры путем датирования только магматических цирконов по методике [1].

Здесь представлены первые данные по U–Pb-датированию цирконов из современных песчаных отложений устья р. Янцзы – крупнейшей реки Китая. Полученные гистограммы и спектры (кривые относительной вероятности) распределения U–Pb-возрастов изучались со следующих позиций: 1) выделения основных этапов корообразования Юго-Восточной Азии [3]; 2) сравнения спектров с этапами, выделенными в имеющихся геодинамических реконструкциях [4]; 3) сравнения их со спектрами, полученными по монацитам из тех же отложений [5] и по цирконам из более древних отложений бассейна Янцзы [6]; 4) выявления возможного рециклинга материала континентальной коры в ходе формирования структур Юго-Восточной Азии, в частности кратона Янцзы и окружающих орогенных поясов.

Река Янцзы длиной 6300 км впадает в Желтое море и дренирует бассейн общей площадью ~1807000 км². В пределах области сноса доминируют фанерозойские отложения кратона Янцзы (или Южно-Китайского блока) и складчатые системы Сонгпан-Ганзи, Южного Китая и Цинлинь-Даби (рис. 1) [4]. На поверхность выходят породы кристаллического основания, посторогенных покровов (определение дано по [4]), включая осадочные бассейны, и вулканических траппов, занимающих 50, 45 и 5% площади бассейна соответственно. Кристаллическое основание состоит из образований пяти эпох орогенеза (возраст, млн. лет): зонгтянской (1800–2400),

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск*

*Department of Earth and Planetary Sciences,
Tokyo Institute of Technology, Japan*

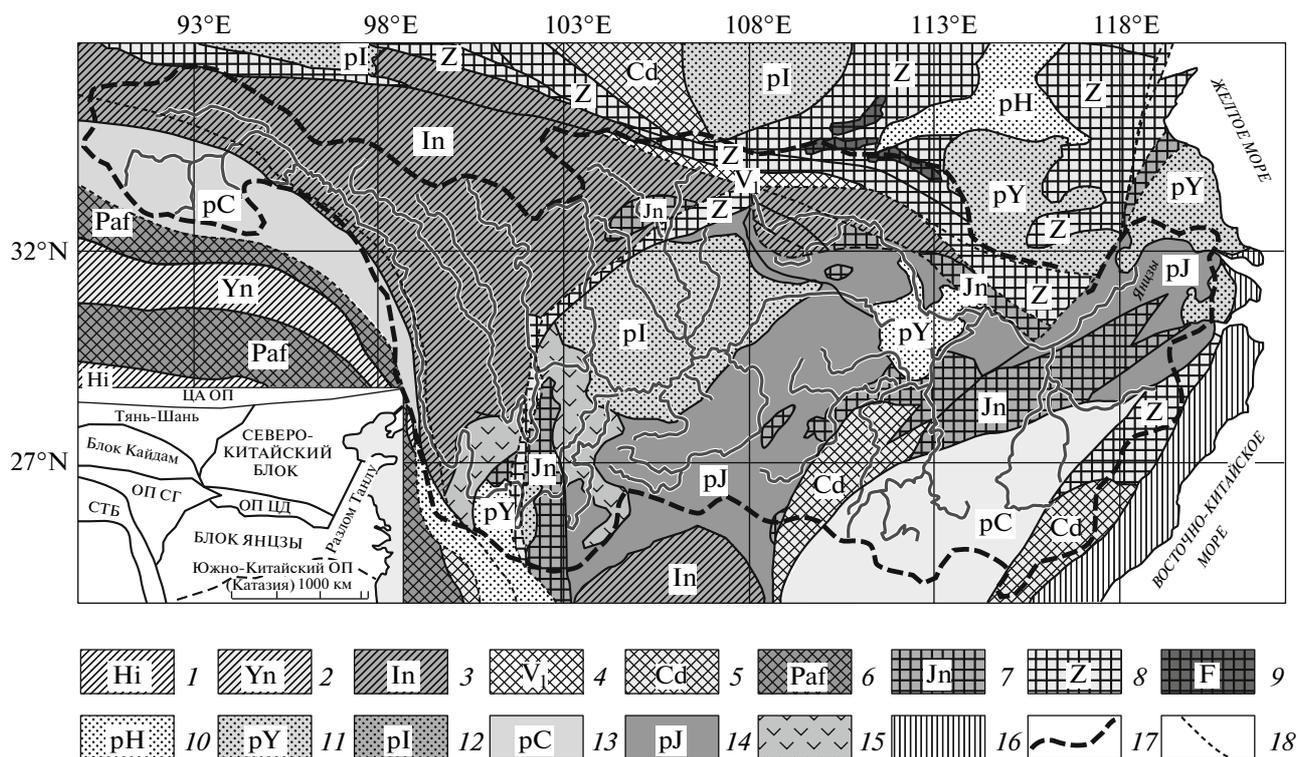


Рис. 1. Тектоническая схема бассейна р. Янцзы и сопредельных территорий по [4] с изменениями. 1–9 – континентальная кора (эпоха орогенеза, млн. лет): 1 – гималайская (P_2-N_2), 2 – яншанианская (J_3-K_3), 3 – индозиинийская (T_3), 4 – варисканская (C_1), 5 – каледонская ($O-S$), 6 – пан-африканская ($V-E_1$), 7 – янцзейская (PR_3), 8 – зонгтианская (Pt_1), 9 – фупинзьянская (AR_3); 10–12 – наложенные осадочные бассейны: 10 – постгималайский (< 2 млн. лет), 11 – постяншанианский (< 80 млн. лет), 12 – постиндозиинийский (< 200 млн. лет); 13–15 – посторогенные покровы: 13 – посткаледонские ($D-P$), 14 – постянцзейские (PZ_{2-3}), 15 – пермо-триасовые траппы; 16 – вулканы активной континентальной окраины (J_3-K_1); 17 – граница бассейна сноса р. Янцзы; 18 – разломы. Сокращения на врезке: СТБ – Северо-Тибетский блок; ОП – орогенные пояса: ЦА – Центрально-Азиатский, ЦД – Цинлинь-Даби, СГ – Сонгпан-Ганзи.

янцзейской (800–1000), каледонской (400–500), индозиинийской (200–230) и яншанианской (100–160) [4]. Структуры, наложенные на орогенное основание, представлены постянцзейскими (600–300 млн. лет) и посткаледонскими (400–250 млн. лет) покровами, постиндозиинийскими (< 200 млн. лет) и постяншанианскими (< 80 млн. лет) осадочными бассейнами и пермо-триасовыми траппами [4]. Если рассматривать орогенные комплексы вместе с наложенными на них посторогенными покровами, то бассейн сноса сложен породами зонгтианской (палеопротерозой; ~8%*), янцзейской (неопротерозой; ~29%*), каледонской (ранний палеозой; ~18%*), индозиинийской (ранний мезозой; ~26%*) и яншанианской (палеоген; ~1%*) эпох орогенеза, постиндозиинийских (средний мезозой; ~1%) и постяншанианских (палеоген; ~11%*) осадочных бассейнов и пермо-триасовыми платобазальтами (4%*) (рис. 1).

Авторами сделано около 300 определений возраста цирконов методом точечного анализа изо-

* Здесь и далее процент от всей площади области сноса.

топов урана и свинца с помощью лазерной масс-спектрометрии на индуктивно-связанной плазме (ThermoElemental VG PlasmaQuad 2 LA ICP MS), подробно описанным в [1, 7]. Для подтверждения магматического происхождения цирконов их внутренняя структура изучалась на сканирующем катодолюминесцентном микроскопе JEOL JSM-5310. Выбирались цирконы только с характерной осцилляционной зональностью и отношениями $0.1 < Th/U < 4$, подтверждающими их магматическое происхождение [8].

Результаты U–Pb-изотопного датирования цирконов приведены на рис. 2, 3а. Рисунок 2 показывает следующие особенности распределения точек отношений изотопов свинца и урана: 1) большое количество точек в интервале значений возраста от 100 до 1000 млн. лет, расположенных на конкордии; 2) точки расположены неравномерно со сгущением в интервалах 800–900, 1800–1900 и 2500–2600 млн. лет; 3) большой разброс значений возраста для точек вне конкордии. Около 220 точек лежит прямо на конкордии. Поскольку невозможно получить возраст для точек

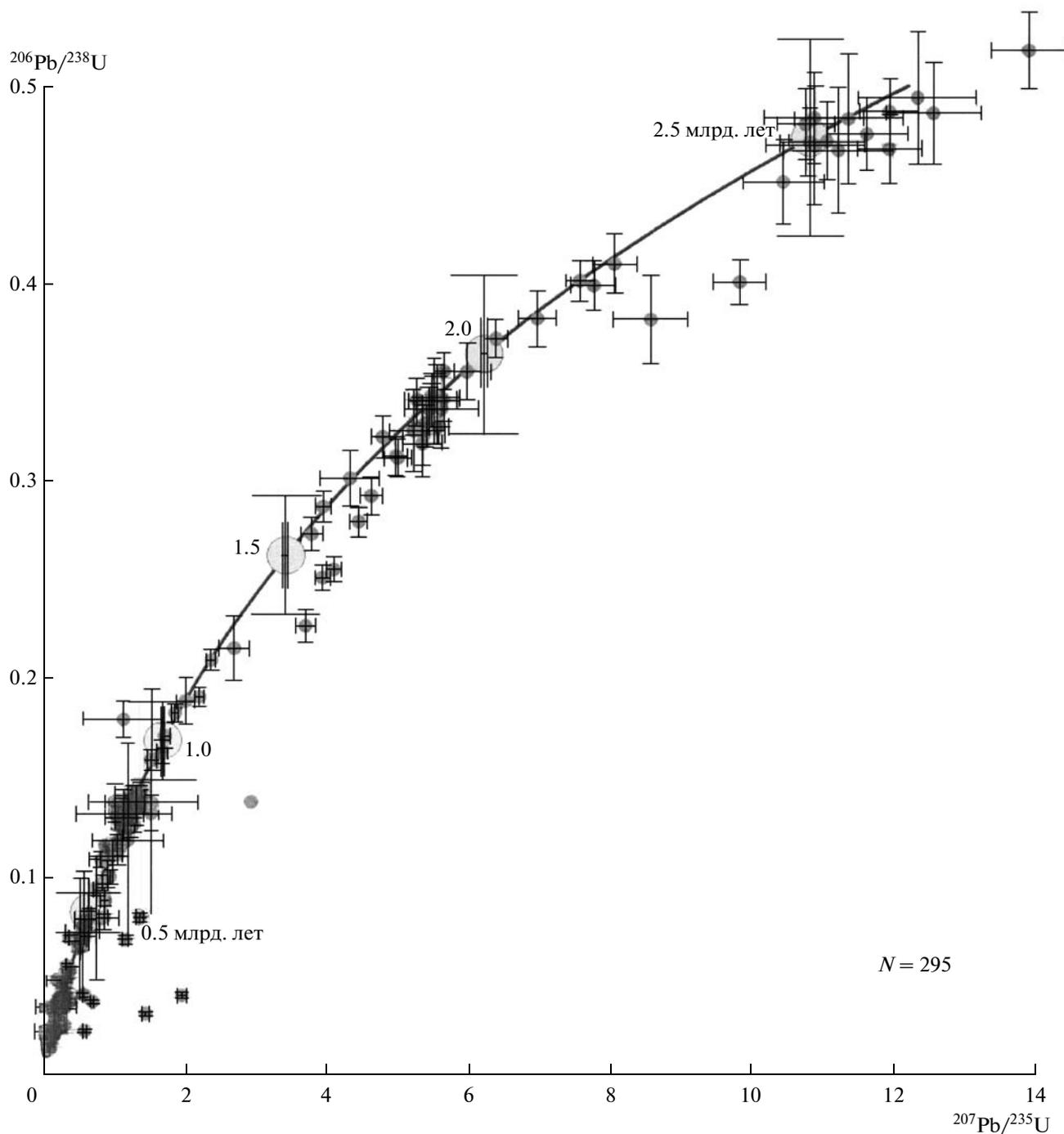


Рис. 2. Диаграмма U–Pb-конкордии для детритовых цирконов из песка устья р. Янзы.

вне конкордии (неизвестен возраст нарушения изотопной системы), то для значений больше 1 млрд. лет был рассчитан Pb–Pb-возраст, представляющий минимальную оценку возраста. Из финальной выборки, которая использовалась для интерпретации данных, были исключены датировки с низкой сходимостью возрастов $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (<90%), т.е. точки, сильно отстоящие от конкордии (рис. 2).

На гистограмме значений U–Pb-возрастов, включающей 227 наиболее точных датировок (рис. 3а), выделяются шесть основных групп или пиков (млн. лет, N – число зерен): 2500–2700 ($N = 12$), 1800–2000 ($N = 25$), 700–1000 ($N = 48$), 400–500 ($N = 17$), 200–300 ($N = 38$) и 100–160 ($N = 14$). Широкий спектр как фанерозойских, так и докембрийских возрастов отражает многоэтапную тектоническую эволюцию структур Юго-Во-

сточной Азии. В целом пики возрастов совпадают с возрастными породами, образующими орогенное основание бассейна р. Янцзы, но процентное соотношение возрастных пиков и площадей пород соответствующего возраста различное (рис. 3). Преобладают фанерозойские орогенные пояса и перекрывающие их вулканогенно-осадочные покровы (рис. 1, 3б).

Отсутствие возрастов более 2800 млн. лет отражает редкость образований палео-мезоархейской коры (>3 млрд. лет) в составе Сино-Корейского кратона, образованного в неогархее и существовавшего до формирования кратона Янцзы в позднем палеопротерозое [9]. Ранее описанные выходы мезоархейской коры в гранитных комплексах Тъежишань (2970 млн. лет) и Аншань (2994 млн. лет) выходят на поверхность за пределами бассейна сноса [10].

Пик 2500–2700 млн. лет (5% данных), очевидно, отражает формирование кристаллического основания Сино-Корейского кратона во время вутаианской орогении [4], относящейся к глобальному геодинамическому событию в интервале 2.75–2.65 млрд. лет [11]. Источником цирконов этого возраста могли быть неогархейские трондjemиты Конлин в северной части кратона Янцзы [12], но площадь их выходов составляет доли процента (рис. 1).

Пик 1800–2000 млн. лет (11% данных) маркирует зонгтянскую орогению, во время которой завершилась кратонизация Сино-Корейского блока и сформировался кристаллический фундамент платформы Янцзы. Породы этого возраста также редки и выходят на поверхность на западном и северном обрамлениях кратона (8% площади области сноса) [4].

Самый большой пик 700–1000 млн. лет (21% данных) соответствует янцзейскому этапу орогении, связанному с амальгамацией суперконтинента Родиния, включая консолидацию блоков Янцзы и Катазии [13]. Орогенные образования этого этапа (29% площади) представлены в обрамлении центральной части кратона, которая, в свою очередь, сложена постянцзейскими орогенными и осадочными образованиями.

Пик 500–400 млн. лет (8% данных) фиксирует начало фанерозойской орогении, связанной с эволюцией северного Тетиса и приведшей к формированию Южно-Китайского орогенного пояса в результате внутриконтинентальной активизации [14]. Породы этого возраста (каледонские орогенные комплексы и посторогенные покровы) выходят на поверхность на юго-востоке и северо-западе бассейна Янцзы (17% площади области сноса).

Пик 200–300 млн. лет (17% данных) соответствует индозинийскому орогенному этапу, связанному с закрытием Палео-Тетиса и амальга-

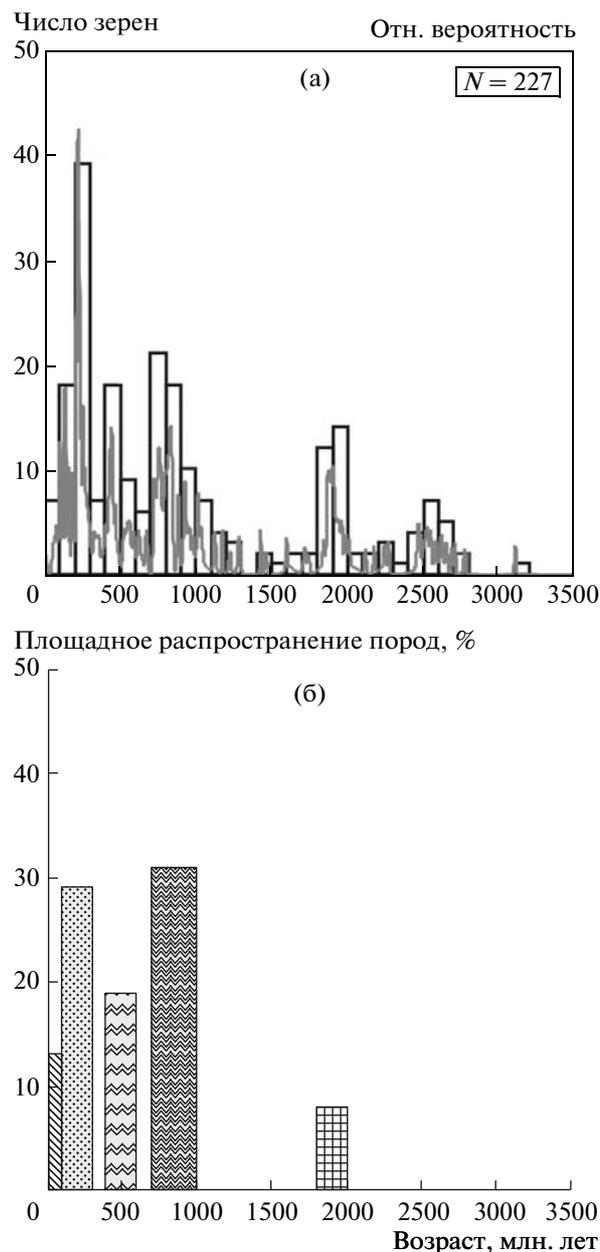


Рис. 3. а – U–Pb (<1 млрд. лет) и Pb–Pb (>1 млрд. лет) гистограмма и кривая относительной вероятности возрастов детритовых цирконов из песка устья р. Янцзы; б – соотношение площадей пород разных орогенных эпох, слагающих бассейн сноса р. Янцзы, по [4].

цией Южно-Китайского, Северо-Китайского и Северо-Тибетского блоков [9], сопровождавшейся внедрением коллизионных гранитоидов, которые выходят на поверхность в пределах орогенных поясов Южного Китая и Сонгпан-Ганзи (26% площади области сноса).

Пик 100–160 млн. лет (9% данных) фиксирует позднеянцзийскую орогению, связанную с внутриконтинентальной активизацией в результате субдукции Тихоокеанской океанической

плиты под активную континентальную окраину Восточной Азии [9].

К второстепенным изотопным данным, не образующим пиков на гистограмме или кривой вероятности, относятся датировки в интервалах 2000–2500 ($N = 11$), 1700–1000 ($N = 20$) и <100 ($N = 6$) млн. лет (рис. 3а). Даты в интервале 2000–2500 млн. лет соответствуют поздневуэтайанской и раннезонггианской орогении, выходов пород которых в пределах бассейна сноса практически нет. Достоверно не установлены и гранитоиды возраста 1700–1000 млн. лет. Постяньцзайские наложенные покровы, вероятно сформировавшиеся после образования фундамента кратона 1800 млн. лет назад, выходят на поверхность на юго-востоке, северо-западе и западе кратона Янцзы [4]. Возможно, в ходе последующих тектонических событий, связанных с закрытием Палео-Тетиса на юге кратона и Палеоазиатского океана на севере, орогенные структуры этого возраста были субдуцированы, а рециклированные цирконы вошли в состав неопротерозойских орогенных гранитоидов (рис. 1). Совсем маленький пик возрастов <100 млн. лет (рис. 3а), вероятно, слабо отражает гималайскую эпоху орогенеза, связанную с коллизией Индии и Евразии [15]. Образований этой эпохи в пределах бассейна практически нет (рис. 1).

Мы сравнили полученные спектры распределения возрастов цирконов со спектрами, полученными по монациту из неоген-четвертичных осадков устья р. Янцзы [5], а также со спектрами цирконов из триасовых отложений бассейна пояса Сонгпан-Ганзи [6]. На “монацитовых” спектрах, за исключением плиоценового, есть четкий пик <25 млн. лет, связанный с гималайской орогенией, как результат коллизии Индии и Евразии. Этот пик практически не выражен на “цирконовом” спектре (рис. 3а). Причиной этого может быть преобладание в гранитоидных комплексах гималайской складчатости калий-алюминиевых разновидностей, для которых более характерен монацит, над известково-щелочными, в которых преобладает циркон. Кроме этого, на “монацитовых” спектрах отсутствуют или очень малы пики 2.5–2.7 млрд. лет. Это может быть связано с тем, что среди древних комплексов калий-алюминиевые гранитоиды гораздо менее распространены, так как в архее–раннем палеозое преобладали известково-щелочные тоналит-трондьемиты, аналогичные адакитам (амфиболовым андезитам) современных островных дуг. Более легкоплавкие калий-алюминиевые гранитоиды начали формироваться позже, при плавлении самих тоналит-трондьемитов. Остальные же пики и их соотношение совпадают на “монацитовом” и “цирконовом” спектрах.

Спектры возрастов цирконов из поздне триасовых песчаников Сонгпан-Ганзи в целом похожи на современный “цирконовый” спектр. Но самый мо-

лодой из них (поздний норриан) отличается отсутствием каледонского пика (400–500 млн. лет), что может быть связано с относительной изолированностью турбидитового бассейна Сонгпан-Ганзи, который в то время был отделен от каледонского Южно-Китайского орогенного пояса заливом Палео-Тетиса и форландом Лонгмен Шань [6].

Таким образом, выделенные нами эпизоды корообразования в целом совпадают с этапами орогении Юго-Восточной Азии, установленными по результатам геохронологического изучения коренных пород, но вопрос интерпретации пика 2500–2700 млн. лет остается открытым. Крайне низкая распространенность на эрозионном срезе образований этого возраста, четкий пик которого хорошо выделяется на гистограмме, позволяет нам предположить дополнительную эрозию и/или рециклинг материала континентальной коры этого возраста и его перераспределение в более поздние орогенные пояса. Это также может быть связано с недостаточной изученностью некоторых районов Южного Китая на предмет наличия древних магматических комплексов, либо с недостаточной геохронологической изученностью орогенных комплексов, в состав которых могут входить цирконы, рециклированные из более древней континентальной коры.

Сравнение спектров возрастов детритовых монацитов и цирконов показало, что благодаря более широкому распространению цирконов в гранитоидах всех типов “цирконовые” возрастннн спектры дают более достоверную информацию об этапах корообразования, особенно для раннего докембрия.

Изучение спектров возрастов детритовых цирконов из разных горизонтов осадочных пород позволяет проследить эволюцию областей сноса и выделить этапы горообразования, т.е. вывода гранитоидов на поверхность, что может использоваться при геодинамических реконструкциях и прогнозировании месторождений полезных ископаемых, образующихся в условиях накопления осадочных бассейнов, в первую очередь нефти и газа, как это было сделано для Прикаспия [2].

Полученные авторами результаты, в сочетании с имеющимися в литературе геохронологическими данными по цирконам из коренных пород [3, 10, 12, 13] и детритовым цирконам из более древних осадочных горизонтов [6], помогут прояснить сложную тектоническую историю Юго-Восточной Азии, включающую формирование и рециклинг континентальной коры как в докембрии, так и в фанерозое, несколько этапов распада, коллизии и амальгамации континентальных блоков и множество циклов анорогенного, орогенного и посторогенного гранитоидного магматизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Rino Sh., Komiya T., Windley B. et al.* // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 2004. V. 146. P. 369–394.
2. *Allen M., Morton A., Fanning C. et al.* // *J. Geol. Soc. London.* 2008. V. 163. P. 647–655.
3. *Condie K.C., Belousova E., Griffin W.L. et al.* // *Gondwana Res.* 2009. V. 15. P. 228–242.
4. *Ren J., Wang Z., Chen B. et al.* *The Tectonics of China from a Global View: a Guide to the Tectonic Map of China and Adjacent Regions.* Beijing: Geol. Publ. House, 1999. 32 p.
5. *Yang S., Li C., Yokoyama K.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 245. P. 762–776.
6. *Weislogel A.L., Graham S.A., Chang E.Z. et al.* // *Geology.* 2006. V. 34. P. 97–100.
7. *Hirata T.* // *J. Anal. Atom. Spectrom.* 2000. V. 15. P. 1447–1450.
8. *Whitehouse M.J., Kamber B.S., Moorbath S.* // *Chem. Geol.* 1999. V. 160. P. 201–224.
9. *Tectonic Evolution of Asia* / A. Yin, T.M. Harrison. Eds. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1996. 666 p.
10. *Wu Jiashan, Geng Yuansheng, Shen Qihan et al.* *Archean Geology Characteristics and Tectonic Evolution of China-Korea Paleo-continent.* Beijing: Geol. Publ. House, 1998. 212 p.
11. *Rey P.F., Philippot P., Thebaud N.* // *Precamb. Res.* 2003. V. 127. P. 43–60.
12. *Qiu Yu.M., Gao Sh., McNaughton N.J. et al.* // *Geology.* 2000. V. 28. P. 11–14.
13. *Li Z.X.* // *Precamb. Res.* 2008. V. 160. P. 179–210.
14. *Wang Yu., Fan W., Zhao G. et al.* // *Gondwana Res.* 2006. V. 30. P. 163–166.
15. *Molnar P., Tapponnier P.* // *Science.* 1975. V. 189. P. 419–426.