

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЛАНСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb И Lu-Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ**В.А. Заика, А.А. Сорокин***ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Релочный пер. 1, г. Благовещенск, 675000;
e-mail: zaika_v_a_88@mail.ru*

Поступила в редакцию 20 августа 2019 г.

Представлены результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов из терригенных отложений Ланского террейна восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. Нижними возрастными границами осадконакопления являются: для нивахской толщи ~410 млн лет (ранний девон), для верхоланской серии ~332 млн лет (миссисипий), для угоханской серии ~239 млн лет (средний триас). Получены свидетельства среднетриасового (или средне-позднетриасового) возраста отложений, относимых к угоханской серии, прежде считавшихся верхнепалеозойскими. Это свидетельствует о более широком развитии нижнемезозойских осадочных комплексов в строении Ланского террейна, чем это принято считать в настоящее время. Главными источниками обломочного материала для девонских, каменноугольных и триасовых осадочных отложений Ланского террейна являлись преимущественно магматические и метаморфические комплексы обрамления Северо-Азиатского кратона, а также островные дуги. Ланский террейн может рассматриваться в качестве фрагмента аккреционного комплекса, формирование которого произошло перед юго-восточной окраиной указанного кратона.

Ключевые слова: детритовые цирконы, U-Pb и Lu-Hf методы, Ланский террейн, Монголо-Охотский складчатый пояс.

Монголо-Охотский складчатый пояс (рис. 1) является одним из значимых структурных элементов восточной Азии. Несмотря на то, что история его формирования привлекает к себе внимание не одного поколения геологов, многие кардинальные вопросы его эволюции не решены (см. обзор в [8, 14, 21, 22, 30 и др.]). При этом наиболее дискуссионными являются вопросы о возрасте геологических комплексов, участвующих в строении пояса, а также времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов.

В данной статье представлены результаты очередного этапа системных исследований слабометаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов Монголо-Охотского складчатого пояса, направленных на решение указанных выше проблем. Ранее такие исследования выполнены для Янканского [25], Тукурингского [10], Унья-Бомского [12], Джагдинского [13] и Токурского [12] террейнов (позиция этих террейнов показана на рисунке 1).

Для Янканского террейна установлено, что наиболее молодые цирконы в терригенных породах всех

выделяемых свит имеют палеозойский возраст, а сами осадки существенно различаются по Sm-Nd изотопно-геохимическим характеристикам. На основании всей совокупности полученных данных сделано предположение, что исследованные свиты не могут входить в состав единой стратиграфической последовательности, как предполагалось ранее. По-видимому, они входят в состав аккреционных комплексов, часть из которых образована перед юго-восточной окраиной Северо-Азиатского кратона, часть – перед северной окраиной Амурского супертеррейна.

В то же время для западной части Тукурингского, Унья-Бомского и Джагдинского террейнов установлено, что нижней возрастной границей осадконакопления терригенного материала является средний триас – ранняя юра [10, 12, 13], что опровергает существующие ныне представления [24] о палеозойском возрасте свит Тукурингского и Джагдинского террейнов. При этом для указанных террейнов снос материала в бассейн осадконакопления происходил преимущественно со стороны континентальных массивов Амурского супертеррейна (с юга в современ-

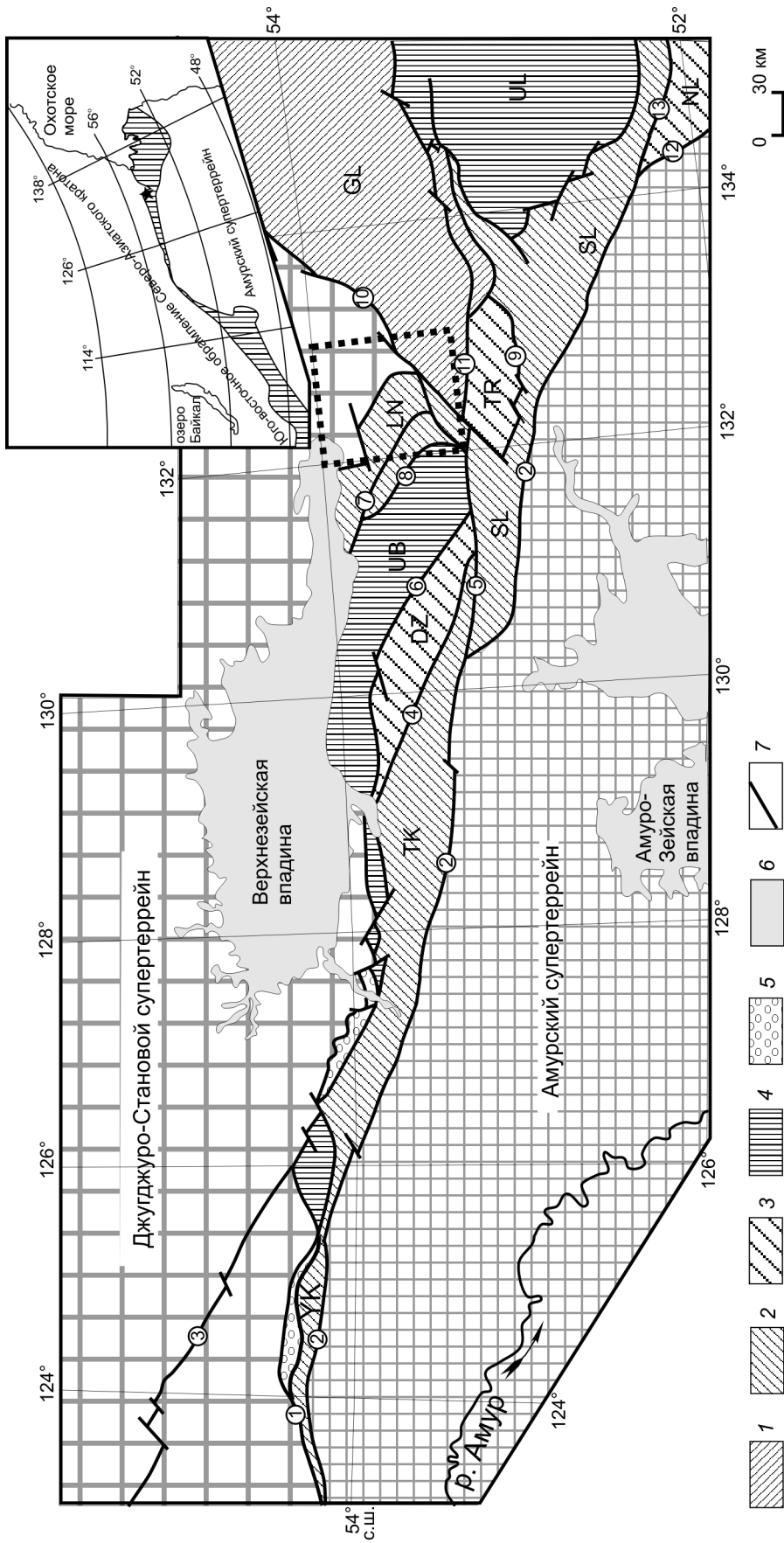


Рис. 1. Схема структурного районирования восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, по [25].

1 – террейны, сложенные условно нижне- и среднепалеозойскими метасадочными и метавулканическими комплексами; 2 – террейны, сложенные условно средне- и верхнепалеозойскими метасадочными и метавулканическими комплексами; 3 – террейны, сложенные условно верхнепалеозойскими метасадочными и метавулканическими комплексами; 4 – террейны, сложенные условно нижнемезозойскими турбидитовыми комплексами; 5 – верхноросско-нижнемеловые конгломераты, гравелиты, песчаники; 6 – кайнозойские рыхлые отложения; 7 – разломы. Прямоугольником на схеме и звездой на врезе показан район исследования. Буквами обозначены террейны: GL – Галамский, DZ – Джаджинский, NL – Ниланский, LN – Ланский, SL – Селемджинский, TK – Тукурингский, TR – Токурский, UL – Ульбанский, UB – Унья-Бомский, УК – Янканский. Цифрами в кружках обозначены разломы, по [9, 23]: 1 – Северо-Тукурингский, 2 – Южно-Тукурингский, 3 – Джелтулакский, 4 – Тукунский, 5 – Норский, 6 – Чампулинский, 7 – Ланский, 8 – Огдженонский, 9 – Тугурский, 10 – Улигданский, 11 – Маринский, 12 – Верхне-Ниланский, 13 – Ниланский.

ных координатах). Подпитка материалом со стороны южной окраины Северо-Азиатского кратона (с севера в современных координатах) либо отсутствовала, либо была минимальной [10, 12, 13].

Наконец, для Токурского террейна нижняя возрастная граница накопления осадочного материала определяется на уровне раннего карбона [12], а главными источниками этого материала являются магматические и метаморфические комплексы юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. В этой связи Токурский террейн может рассматриваться в качестве фрагмента палеозойского аккреционного комплекса, формирование которого произошло перед юго-восточной окраиной указанного кратона.

Таким образом, выявлено существенное различие в источниках материала для осадочных пород исследованных террейнов, связанное, по-видимому, с редуцированностью геологических комплексов в строении рассматриваемого пояса, что отмечалось многими исследователями (см. обзор в [20, 21, 30 и др.]). В целом же, несмотря на достигнутый прогресс в исследовании Монголо-Охотского пояса, полученных данных явно недостаточно для разработки интегрированной геодинамической модели его формирования.

В этой связи мы выполнили U-Pb, Lu-Hf (LA-ICP-MS) изотопные исследования детритовых цирконов из палеозойских осадочных пород Ланского террейна (рис. 2) Монголо-Охотского складчатого пояса с целью уточнения их возраста, а также установления источников и областей сноса терригенного материала.

СТРОЕНИЕ ЛАНСКОГО ТЕРРЕЙНА И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ланский террейн расположен в восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. Значительная часть северной границы этого террейна и Джугджуро-Станового супертеррейна перекрыта кайнозойскими отложениями Верхне-Зейской впадины (рис. 1). На востоке, юго-востоке по зоне Улигданского разлома Ланский террейн граничит с Галамским террейном. На юго-западе по Ланскому и Огдженонскому разломам на него надвинуты флишевые комплексы Унья-Бомского террейна.

По существующим представлениям [8, 9], в строении Ланского террейна принимают участие среднедевонские, каменноугольные, позднепермские и триасовые отложения, перекрытые верхнетриасовыми и юрскими осадками Удского прогиба.

В нижней части разреза залегают среднедевонские турбидиты с пластами яшм, базальтоидов и известняков (иканская, нивахская и джегдалинская толщи) [8]. Джегдалинская толща содержит ископаемую

фауну, представленную кораллами, брахиоподами, криноидеями и характерную для эйфельского и живетского времени [8, 9]. Близкий литологический состав характерен и для верхнемиссиссиппских – пенсильванских отложений (бурлекская, анамонанская, усть-артекская свиты, верхоланская серия). Палеозойский разрез завершают верхнепермские риолитовая и песчаниковая толщи. По нашим представлениям (что подтверждается результатами данного исследования), к Ланскому террейну относится также условно верхнепермская угоханская серия*, сложенная преимущественно песчаниками и алевролитами. Наиболее молодые отложения рассматриваемого террейна представлены ниже- и верхнетриасовыми турбидитами с бореальной ископаемой фауной [8].

Интрузивные образования представлены позднепермскими (?) гранитами, лейкогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами верхнеитматинского комплекса [9]. Надежные геохронологические данные для этих пород отсутствуют. Известно, что они прорывают среднедевонские и пенсильванские отложения.

Непосредственными объектами наших исследований являлись песчаники среднедевонской нивахской толщи (обр. V-116), условно пенсильванской верхоланской серии (обр. V-112), условно верхнепермской угоханской серии (обр. V-103).

Места отбора образцов показаны на рисунке 2. Координаты мест отбора образцов и их краткое описание приведены в таблице 1.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Выделение детритовых цирконов из метаосадочных пород выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. Далее цирконы совместно со стандартными цирконами (FC, SL и R33) были вмонтированы в шашку, изготовленную из эпоксидной смолы, и приполированы приблизительно до середины зерен. Внутреннее строение зерен циркона исследовалось в режиме BSE с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, оснащенного детектором Gatan Chroma CL2. U-Pb геохронологические исследования цирконов выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona Laser Chron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Детали аналитических процедур приведены на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Конкордантные возрасты (Con-

*В схеме геолого-структурного районирования [9] относится к Унья-Бомской структурно-формационной подзоне.

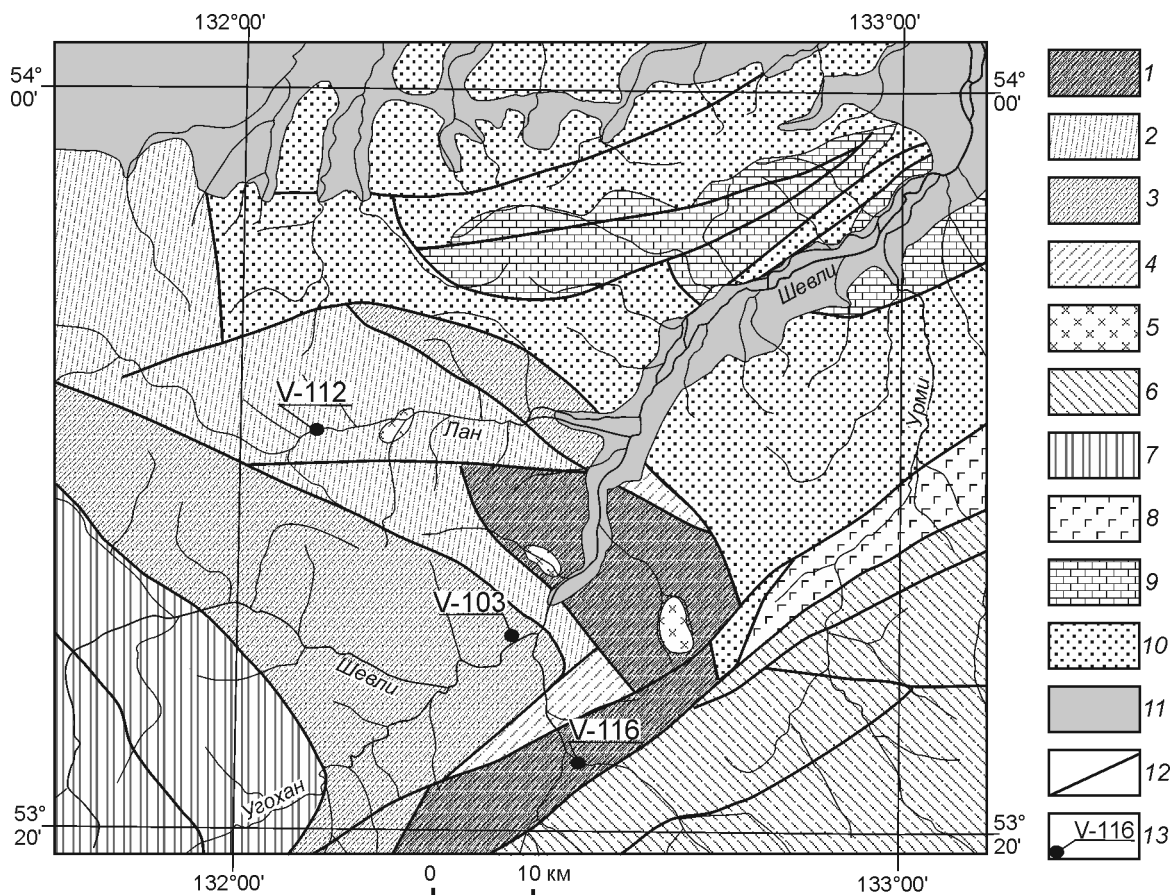


Рис. 2. Геологическая схема Ланского террейна, по [9], с упрощениями авторов.

1–5 – образования Ланского террейна: 1 – девонские турбидиты с пластами яшм, базальтоидов и известняков (иканская, нивахская и джегдалинская толщи), 2 – верхнемиссисиппские–пенсильванские турбидиты с пластами яшм, базальтоидов и известняков (бурлекская, анамонанская, усть-артекская свиты, верхоланская серия), 3 – пермские (?) терригенные и вулканогенные отложения (песчаниковая и риолитовая толщи, угоханская серия), 4 – триасовые терригенные отложения (мудуянская, джегдалинская толщи); 5 – позднермские(?) гранитоиды верхнеитматинского комплекса; 6 – палеозойские терригенные, карбонатные, кремнистые отложения Галамского террейна; 7 – верхнетриасовые, ниже- и среднеюрские терригенные отложения Унья-Бомского террейна; 8 – раннеархейские (?) габбро, габбронориты, анортозиты, вебстериты, гарцбургиты, лерцолиты баладского комплекса; 9 – кембрийские и ордовикские терригенные, терригенно-карбонатные отложения Аяно-Шевлинского прогиба; 10 – верхнетриасовые и юрские терригенные отложения Удского прогиба; 11 – кайнозойские рыхлые отложения; 12 – разломы; 13 – места отбора образцов для геохронологических исследований и их номера.

cordia Ages) рассчитаны с использованием программы Isoplot (version 3.6) [31].

Lu-Hf изотопные анализы цирконов были выполнены в том же Геохронологическом Центре Аризонского Университета с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индукционно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) Nu High-Resolution и эксимерного лазера Analyte G2. Подробное описание методики исследований изложено на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Отношение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ на момент кристаллизации рассчитывалось с использованием современных отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и константы ^{176}Lu ($\lambda = 1.867e^{-11}$) [32, 33]. При расчете значений $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ использованы хондритовые отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (0.282785) и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (0.0336) [28]. Коро-

вые Hf модельные возрасты $t_{\text{Hf}(C)}$ рассчитаны, принимая среднее отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в континентальной коре, равное 0.0093 [27, 34]. Для расчета изотопных параметров деплетированной мантии использованы современные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ [29].

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Мелкозернистый песчаник (обр. V-116) среднедевонской **нивахской толщи** Ланского террейна. Из данного образца было проанализировано 120 детритовых цирконов, из которых для 101 зерна получены конкордантные оценки возраста. Большинство полученных определений возраста отвечают интервалам

Таблица 1. Краткое описание и место отбора образцов.

№ обр.	Координаты	Свита	Литологическое описание
V-103	Е, 132°23'39.3" N, 53°29'21.3"	Угоханская серия	Светло-серый песчаник с псаммитовой м/з структурой, массивной текстурой; кварц (30–35 %), плагиоклаз (40–45 %), обломки пород (10–15 %), обломочный материал 0.1–0.15 мм угловатой и полуокатанной формы. Цемент контактовый гидрослюдястый, базальный серицит-кварцевый.
V-112	Е, 132°08'33.9" N, 53°41'06.0"	Верхоланская серия	Серо-зеленый песчаник с псаммитовой м/з структурой, массивной текстурой; обломочный материал 0.15–0.20 мм угловатой и полуугловатой формы: кварц (25–30 %), плагиоклаз (35–40 %), полевой шпат (10 %), обломки пород (10–15 %). Цемент базальный серицит-кварцевый, контактовый гидрослюдястый.
V-116	Е, 132°31'09.0" N, 53°23'44.1"	Нивахская толща	Серые песчаники с псаммитовой м/з структурой, массивной текстурой; обломочный материал 0.1–0.15 мм угловатой и полуугловатой формы: кварц (20–25 %), плагиоклаз (30–35 %), полевой шпат (10 %), обломки пород (10–15 %). Цемент базальный серицит-кварцевый, контактовый гидрослюдястый.

373–614, 781–892 млн лет, 1.17–1.22, 1.83–1.98, 2.51–2.73 млрд лет. На кривой относительной вероятности возраста детритовых цирконов выделяются пики 410, 490, 595, 611, 802 млн лет и 1.91, 2.53 млрд лет (рис. 3, а). Наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 373 ± 5 млн лет.

Мелкозернистый песчаник (обр. V-112) условно пенсильванской **верхоланской серии** Ланского террейна. Из данного образца было проанализировано 134 детритовых цирконов, из которых для 124 зерен получены конкордантные оценки возраста. Большинство полученных определений возраста отвечают интервалам 328–379 млн лет и 1.82–2.11 млрд лет. На кривой относительной вероятности возраста детритовых цирконов выделяется два пика 332 млн лет и 1.89 млрд лет (рис. 3, б). Наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 328 ± 3 млн лет.

Мелкозернистый песчаник (обр. V-103) условно верхнепермской **угоханской серии** Ланского террейна. Для 109 детритовых цирконов из 128 проанализированных в данном образце получены конкордантные оценки возраста. Среди них доминируют палеозойские и палеопротерозойские цирконы со значениями возрастов в интервале 233–391 млн лет и 1.82–2.05 млрд лет. В меньшем количестве присутствуют архейские цирконы с возрастными значениями в диапазоне 2.51–2.77 млрд лет. На кривой относительной вероятности возраста выделяются пики 239, 286, 345, 387 млн лет, 1.88, 2.54 и 2.71 млрд лет (рис. 3, в). Единичные неопротерозойские цирконы не образуют статистически значимой популяции. Наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 233 ± 3 млн лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ Lu-Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Lu-Hf изотопные исследования выполнены для цирконов в тех же точках, что и U-Pb исследования. Всего анализировалось 17–22 зерна из каждого образца, при этом выбирались точки с конкордантными значениями возрастов. Результаты исследований приведены на рисунке 4 и в таблице 2.

Как следует из приведенных результатов, палеопротерозойские и архейские цирконы характеризуются Hf-модельными возрастными значениями $t_{\text{Hf(C)}} > 1.86$ млрд лет. Малочисленным неопротерозойским цирконам, так же, как и кембрийским цирконам, свойственны существенно более молодые модельные возрасты $t_{\text{Hf(C)}} < 1.50$ млрд лет. Девонские, каменноугольные, пермские цирконы характеризуются широкими вариациями Hf-модельных возрастов $t_{\text{Hf(C)}}$ от 1.50 до 2.55 млрд лет. Наконец, два полученных результата для ранне- и среднетриасовых цирконов достаточно контрастны: в одном случае $t_{\text{Hf(C)}} = 0.89$, в другом – $t_{\text{Hf(C)}} = 1.67$ (рис. 4, табл. 2).*

ОБСУЖДЕНИЕ

Приступая к обсуждению полученных результатов, в первую очередь коснемся возраста пород исследованных стратиграфических подразделений.

Нивахская толща. Органических остатков в породах толщи не обнаружено, и возраст ее принят условно среднедевонским на том основании, что подстилающие отложения содержат остатки среднедевонской фауны [9]. Наиболее молодой пик на кривой относительной вероятности возраста детритовых

*Первичные результаты исследований в Приложении электронной версии статьи: <http://itig.as.khb.ru/POG>

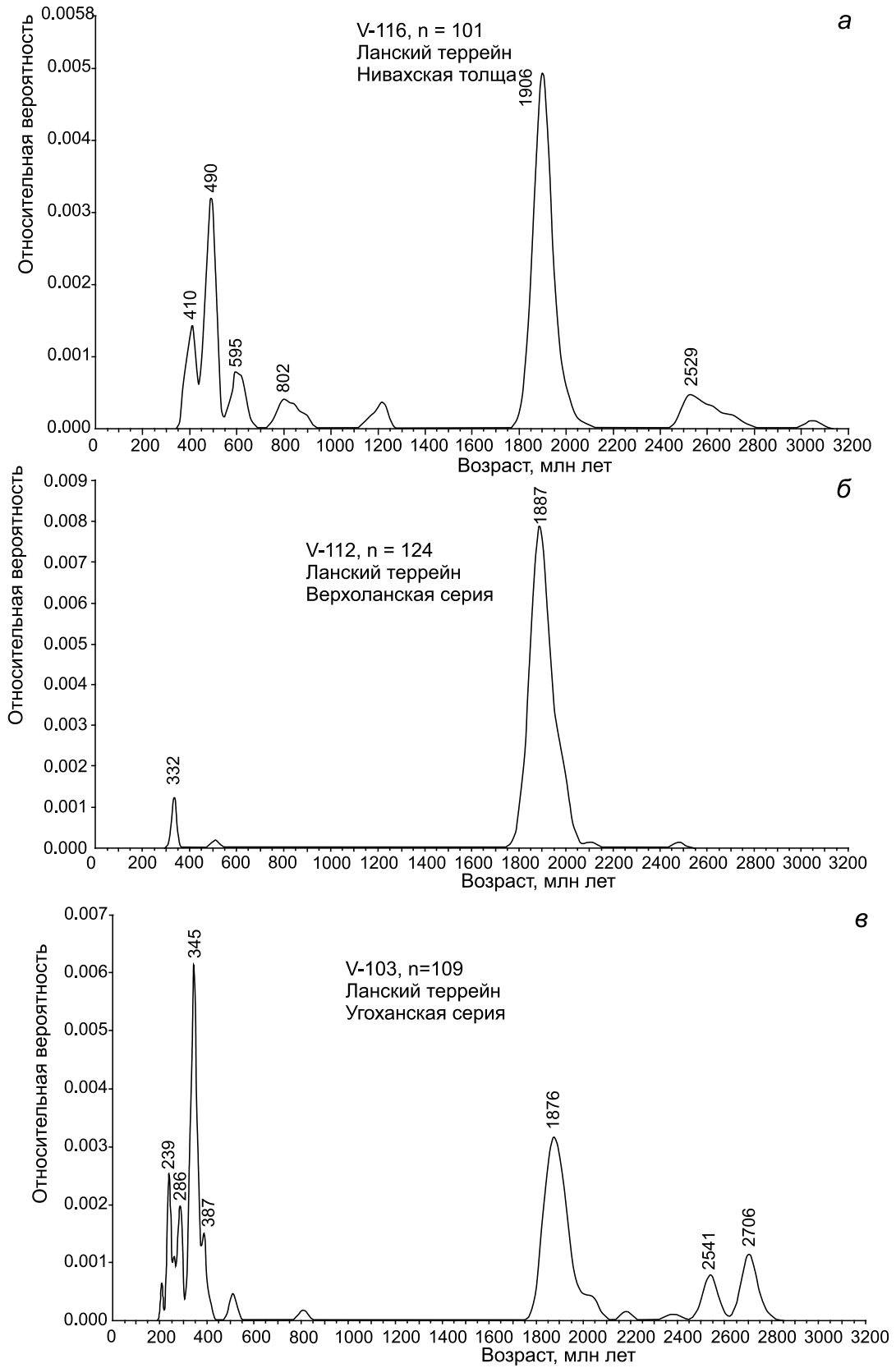


Рис. 3. Кривые относительной вероятности U-Pb возрастов детритовых цирконов из осадочных пород Ланского террейна: песчаника (обр. V-116) нивахской толщи (а), песчаника (обр. V-112) верхоланской серии (б), песчаника (обр. V-103) угоханской серии (в).

Таблица 2. Результаты Lu-Hf изотопных исследований цирконов из метаосадочных пород Ланского террейна.

№ п.п.	№ обр./ № зерна	Возраст. млн лет	$(^{176}\text{Yb}+^{176}\text{Lu})/^{176}\text{Hf}$ (%)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm (1\sigma)$	$\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$	$t_{\text{Hf}}(\text{DM})$	$t_{\text{Hf}}(\text{C})$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Метапесчаники угоханской серии									
1	V-103/80	234	9.8	0.000647	0.282724	0.000016	3.3	0.7	0.9
2	V-103/54	242	10.7	0.000720	0.282284	0.000014	-12.1	1.4	1.7
3	V-103/121	275	16.0	0.001015	0.281861	0.000015	-26.4	2.0	2.4
4	V-103/81	292	11.6	0.000784	0.282030	0.000014	-20.0	1.7	2.1
5	V-103/33	336	17.0	0.001142	0.281949	0.000015	-22.0	1.8	2.2
6	V-103/37	341	9.6	0.000620	0.281772	0.000013	-28.0	2.1	2.5
7	V-103/112	347	19.0	0.001303	0.282190	0.000014	-13.3	1.5	1.8
8	V-103/76	347	14.7	0.000998	0.281930	0.000013	-22.4	1.9	2.3
9	V-103/108	350	3.5	0.000289	0.281810	0.000029	-26.4	2.0	2.5
10	V-103/129	355	9.1	0.000599	0.282304	0.000015	-8.9	1.3	1.6
11	V-103/101	374	5.0	0.000342	0.282017	0.000013	-18.6	1.7	2.1
12	V-103/93	402	15.3	0.001035	0.282572	0.000014	1.5	1.0	1.1
13	V-103/11	1844	14.3	0.000855	0.281671	0.000017	1.1	2.2	2.3
14	V-103/48	1858	10.4	0.000698	0.281718	0.000025	3.3	2.1	2.2
15	V-103/100	1864	12.6	0.000776	0.281781	0.000015	5.6	2.1	2.1
16	V-103/28	1894	2.6	0.000173	0.281253	0.000012	-11.7	2.7	2.9
17	V-103/115	1918	2.0	0.000131	0.281239	0.000014	-11.6	2.7	3.0
18	V-103/89	1943	6.2	0.000502	0.281758	0.000016	6.9	2.1	2.1
19	V-103/29	2015	5.8	0.000403	0.281425	0.000015	-3.2	2.5	2.6
20	V-103/20	2478	6.7	0.000453	0.281175	0.000013	-1.7	2.9	2.9
21	V-103/52	2723	5.8	0.000435	0.281143	0.000013	2.8	2.9	2.9
Метапесчаники верхоланской серии									
22	V-112/65	298	5.3	0.000362	0.282008	0.000016	-20.6	1.7	2.1
23	V-112/62	332	8.4	0.000584	0.281968	0.000022	-21.3	1.8	2.2
24	V-112/42	338	19.8	0.001294	0.282369	0.000019	-7.1	1.3	1.5
25	V-112/98	339	11.7	0.000804	0.282139	0.000012	-15.1	1.6	1.9
26	V-112/90	506	28.6	0.001965	0.282838	0.000017	12.8	0.6	0.6
27	V-112/86	1834	4.8	0.000328	0.281514	0.000013	-4.0	2.4	2.5
28	V-112/54	1849	7.9	0.000518	0.281197	0.000014	-15.1	2.8	3.1
29	V-112/78	1865	6.8	0.000466	0.281399	0.000012	-7.6	2.6	2.7
30	V-112/71	1871	1.1	0.000077	0.281377	0.000009	-7.7	2.6	2.7
31	V-112/72	1875	3.3	0.000228	0.281407	0.000011	-6.8	2.5	2.7
32	V-112/38	1881	5.5	0.000316	0.281385	0.000014	-7.5	2.6	2.7
33	V-112/56	1883	12.2	0.000749	0.281340	0.000015	-9.6	2.7	2.8
34	V-112/29	1888	8.4	0.000544	0.281488	0.000013	-4.0	2.4	2.6
35	V-112/112	1891	6.5	0.000428	0.281558	0.000010	-1.3	2.3	2.4
36	V-112/94	1894	4.6	0.000303	0.281585	0.000011	-0.1	2.3	2.4
37	V-112/22	1898	2.1	0.000127	0.281407	0.000014	-6.1	2.5	2.7
38	V-112/102	1909	5.9	0.000406	0.281492	0.000013	-3.2	2.4	2.5
39	V-112/31	1918	16.1	0.001004	0.281436	0.000014	-5.8	2.5	2.7
40	V-112/25	1923	6.6	0.000445	0.281572	0.000013	-0.1	2.3	2.4
41	V-112/5	1964	7.9	0.000562	0.281377	0.000016	-6.3	2.6	2.7
42	V-112/81	1987	11.5	0.000877	0.281413	0.000018	-4.9	2.6	2.7
43	V-112/106	2020	9.8	0.000673	0.281529	0.000014	0.2	2.4	2.5
Метапесчаники нивахской толщи									
44	V-116/8	386	24.3	0.001648	0.281949	0.000018	-21.0	1.9	2.2
45	V-116/3	419	30.6	0.002196	0.281921	0.000021	-21.5	1.9	2.3
46	V-116/63	481	17.0	0.000965	0.282610	0.000022	4.6	0.9	1.0
47	V-116/1	486	15.1	0.000998	0.282475	0.000019	-0.1	1.1	1.3
48	V-116/107	490	20.8	0.001245	0.282535	0.000021	2.0	1.0	1.2
49	V-116/78	505	9.8	0.000598	0.282541	0.000016	2.8	1.0	1.1

Таблица 2. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
50	V-116/31	590	9.5	0.000622	0.282329	0.000021	-2.9	1.3	1.5
51	V-116/61	802	10.4	0.000692	0.282571	0.000019	10.2	1.0	1.0
52	V-116/91	1887	12.1	0.000716	0.281558	0.000015	-1.8	2.4	2.4
53	V-116/86	1905	8.5	0.000552	0.281389	0.000020	-7.1	2.6	2.7
54	V-116/109	1905	6.0	0.000411	0.281303	0.000016	-10.0	2.7	2.9
55	V-116/58	1908	9.0	0.000582	0.281642	0.000016	1.9	2.2	2.3
56	V-116/11	1913	6.6	0.000436	0.281374	0.000018	-7.3	2.6	2.7
57	V-116/124	1924	7.3	0.000447	0.281382	0.000020	-6.8	2.6	2.7
58	V-116/40	1937	25.9	0.001322	0.281406	0.000026	-6.8	2.6	2.7
59	V-116/19	1950	6.2	0.000388	0.281622	0.000023	2.4	2.2	2.3
60	V-116/82	2506	12.2	0.000841	0.281192	0.000024	-1.1	2.9	2.9

Примечание. Величины ошибок (1 σ) определения отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

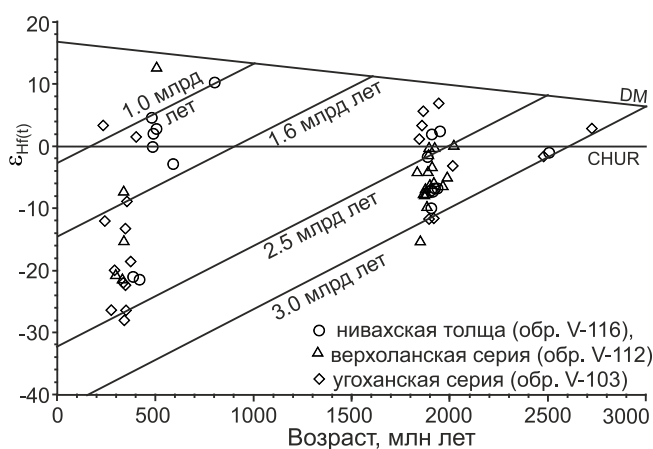


Рис. 4. Диаграмма $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ – возраст (млн лет) для цирконов из осадочных пород Ланского террейна.

DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар.

цирконов соответствует значению 410 млн лет, что определяет нижнюю возрастную границу толщи как ранний девон. В то же время присутствие средне- и позднедевонских цирконов в песчанике нивахской толщи (обр. V-116) не исключает и более молодой возраст толщи.

Верхоланская серия. Стратиграфическая позиция отложений, объединяемых в эту серию, является неопределенной. По зонам разломов она граничит с девонскими, каменноугольными и верхнетриасовыми отложениями, а возраст присутствующих углефицированных растительных остатков не известен [9]. Согласно нашим данным, наиболее молодой пик на кривой относительной вероятности возраста детритовых цирконов из песчаника рассматриваемых отложений соответствует значению 332 млн лет. Близкий конкордантный возраст (328 ± 3 млн лет) имеет и наиболее молодое зерно циркона. Эти данные указывают на то,

что нижней возрастной границей этой серии является ранний карбон (поздний миссисипий).

Угоханская серия. По зонам разломов эти отложения контактируют с каменноугольной верхоланской серией и нижнемезозойскими отложениями Унья-Бомского террейна, содержат углефицированный растительный детрит неопределенного возраста [9]. Как было показано выше, наиболее молодой пик на кривой относительной вероятности возраста детритовых цирконов соответствует значению 239 млн лет (средний триас), а наиболее молодое зерно циркона из песчаника рассматриваемой серии имеет конкордантный возраст 233 ± 3 млн лет (начало позднего триаса).

Таким образом, полученные нами данные уточняют возраст исследованных стратиграфических подразделений. При этом появились свидетельства среднетриасового (или средне-позднетриасового) возраста отложений, относимых к угоханской серии, прежде считавшихся позднепалеозойскими [8, 9].

Далее обратимся к вопросу источников кластического материала (к анализу питающих провинций). Здесь, на наш взгляд, определяющими являются два обстоятельства. Во-первых, в песчаниках всех изученных стратонов (нивахская толщина, верхоланская и угоханская серии) в значительном количестве присутствуют раннедокембрийские цирконы (рис. 3). Во-вторых, абсолютное большинство проанализированных цирконов характеризуются палеопротерозойскими и архейскими Hf-модельными возрастными ($t_{\text{Hf}(C)} > 1.60$ млрд лет) (рис. 4, табл. 2). Это указывает на то, что их источниками должны быть соответствующие по возрасту магматические комплексы, сформировавшиеся за счет переработки (при значительном участии) древней континентальной коры.

Что касается раннедокембрийских цирконов в исследованных осадочных породах Ланского террейна, то, с учетом особенностей строения региона и по-

лученных геохронологических данных [1–7, 15, 16, 19], в качестве единственно возможных их источников мы можем рассматривать палеопротерозойские и архейские магматические и метаморфические комплексы южного обрамления Северо-Азиатского кратона.

Девонские, каменноугольные, пермские и триасовые цирконы характеризуются достаточно широкими вариациями Hf-модельных возрастов $t_{\text{Hf(C)}}$, но обычно превышающих 1.60 млрд лет (рис. 4). В этой связи источники цирконов с древними Hf-модельными возрастными в осадочных породах Ланского террейна следует искать в обрамлении Северо-Азиатского кратона. Мы полагаем, что такими источниками могут быть гранитоиды олекминского комплекса с возрастом 358 ± 2 млн лет [18], 360 ± 2 млн лет [6], вулканические породы с возрастом 358 ± 2 млн лет Амазаро-Гилуойской зоны [6], метариолиты гилуойского комплекса (231 ± 4 млн лет, [7]), диориты токско-алгоминского комплекса (238 ± 2 млн лет, [23]), риолиты куйтунского комплекса (239 ± 5 млн лет, [17]), граниты нерчуганского комплекса (246 ± 2 млн лет, [17]). Эти магматические комплексы, как было отмечено выше, расположены в южном обрамлении Северо-Азиатского кратона (в пределах Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов), тяготея к границе с Монголо-Охотским поясом. По всей видимости, они представляют собой фрагменты позднепалеозойских и раннемезозойских магматических поясов, возникших в результате взаимодействия коры Монголо-Охотского океана и окраины кратона.

Для неопротерозойских, кембрийских и среднетриасовых цирконов требуется иная интерпретация, поскольку им свойственны относительно молодые нео- и мезопротерозойские модельные возрасты $0.62 < t_{\text{Hf(C)}} < 1.50$ млрд лет (рис. 4). Последнее обстоятельство указывает на то, что их первичными источниками являются магматические породы, сформированные без существенного участия раннедокембрийской континентальной коры. На роль таких источников, по нашему мнению, могут претендовать магматические породы островных дуг, существование которых предполагается в большинстве тектонических моделей формирования Монголо-Охотского пояса (см. обзор в [21, 22, 25, 30 и др.]).

Таким образом, результаты проведенных U-Pb и Lu-Hf исследований указывают на то, что поступление материала в период накопления девонских, каменноугольных и триасовых осадочных толщ Ланского террейна происходило преимущественно со стороны обрамления Северо-Азиатского кратона (с севера в современных координатах), а также за счет разрушения островных дуг. С учетом этого обстоятельства, а также специфики литологического состава осадоч-

ных толщ, выражающееся в совмещении турбидитов, яшм, базальтоидов, известняков, мы имеем основания полагать, что Ланский террейн может рассматриваться в качестве фрагмента палеозойского аккреционного комплекса, формирование которого произошло перед юго-восточной окраиной указанного кратона.

Далее вызывает естественный интерес сравнение геохронологических данных для цирконов из осадочных пород Ланского террейна и соседних с ним террейнов. В настоящее время такие данные получены для Унья-Бомского [11], Джагдинского [13] и Токурского террейнов [12].

Выше мы уже отмечали, что в осадочных толщах Ланского террейна в значительном количестве присутствуют раннедокембрийские цирконы (рис. 3, 5, а). Другой характерной особенностью является палеопротерозойский и архейский Hf-модельный возраст (рис. 4) большинства (в том числе позднепалеозойских и раннемезозойских) цирконов этого террейна. Точно такие же особенности присущи цирконам Токурского террейна (рис. 5, б, 6, б). В осадочных толщах Унья-Бомского и Джагдинского террейнов, наоборот, раннедокембрийские цирконы представлены в существенно меньшем количестве (рис. 5, в, г), а большинство палеозойских и мезозойских цирконов в них характеризуется нео- и мезопротерозойскими Hf-модельными возрастными (рис. 6, в, г).

Из этого вытекают, по меньшей мере, два вывода. Во-первых, Ланский, Токурский, с одной стороны, и Унья-Бомский, Джагдинский террейны, с другой, представляют собой пространственно сближенные, но принципиально отличающиеся по питающим провинциям группы террейны. Во-вторых, угоханская серия является вполне логичной составной частью Ланского террейна и не может входить в состав Унья-Бомского террейна (структурно-формационной подзоны), как это предполагается в [9].

Безусловно, для выработки корректного тектонического сценария формирования Монголо-Охотского пояса необходимы данные для других террейнов восточной части этого пояса (Галамского, Селемджинского, Ульбанского), и это является задачей ближайших наших исследований.

ВЫВОДЫ

Таким образом, полученные нами данные позволяют сформулировать следующие основные выводы:

1). Нижними возрастными границами осадконакопления являются: для нивахской толщи ~410 млн лет (ранний девон), для верхоланской серии ~332 млн лет (миссисипий), для угоханской серии ~239 млн лет (средний триас). Эти данные уточняют возраст исследованных стратиграфических подразделений, притом

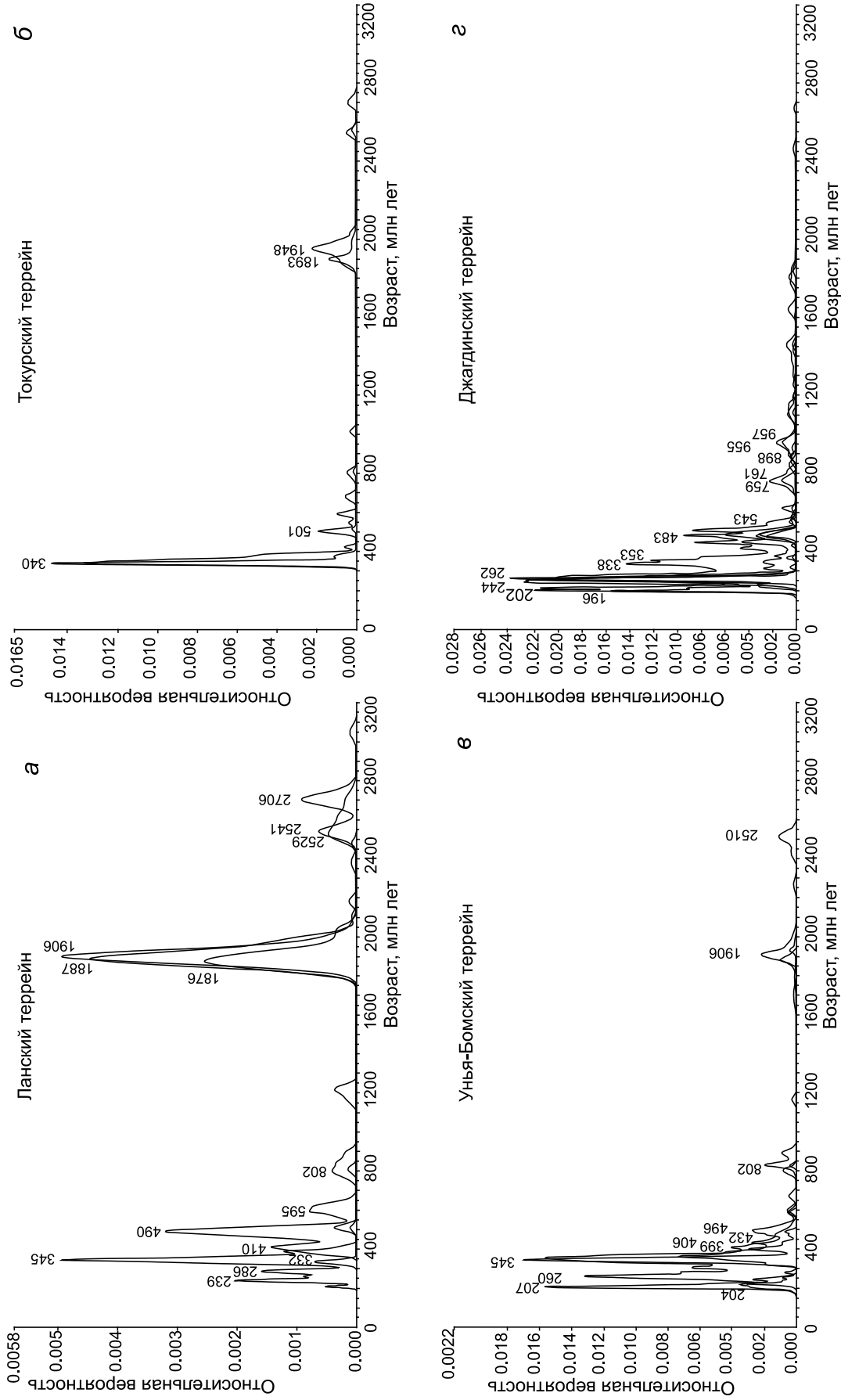


Рис. 5. Кривые относительной вероятности U-Pb возрастов детритовых цирконов из осадочных пород восточной части Монголо-Охотского пояса: Ланского (а), Токурского (б), Унья-Бомского (в) и Джагдинского (г) террейнов. Используются результаты данного исследования, а также [11–13].

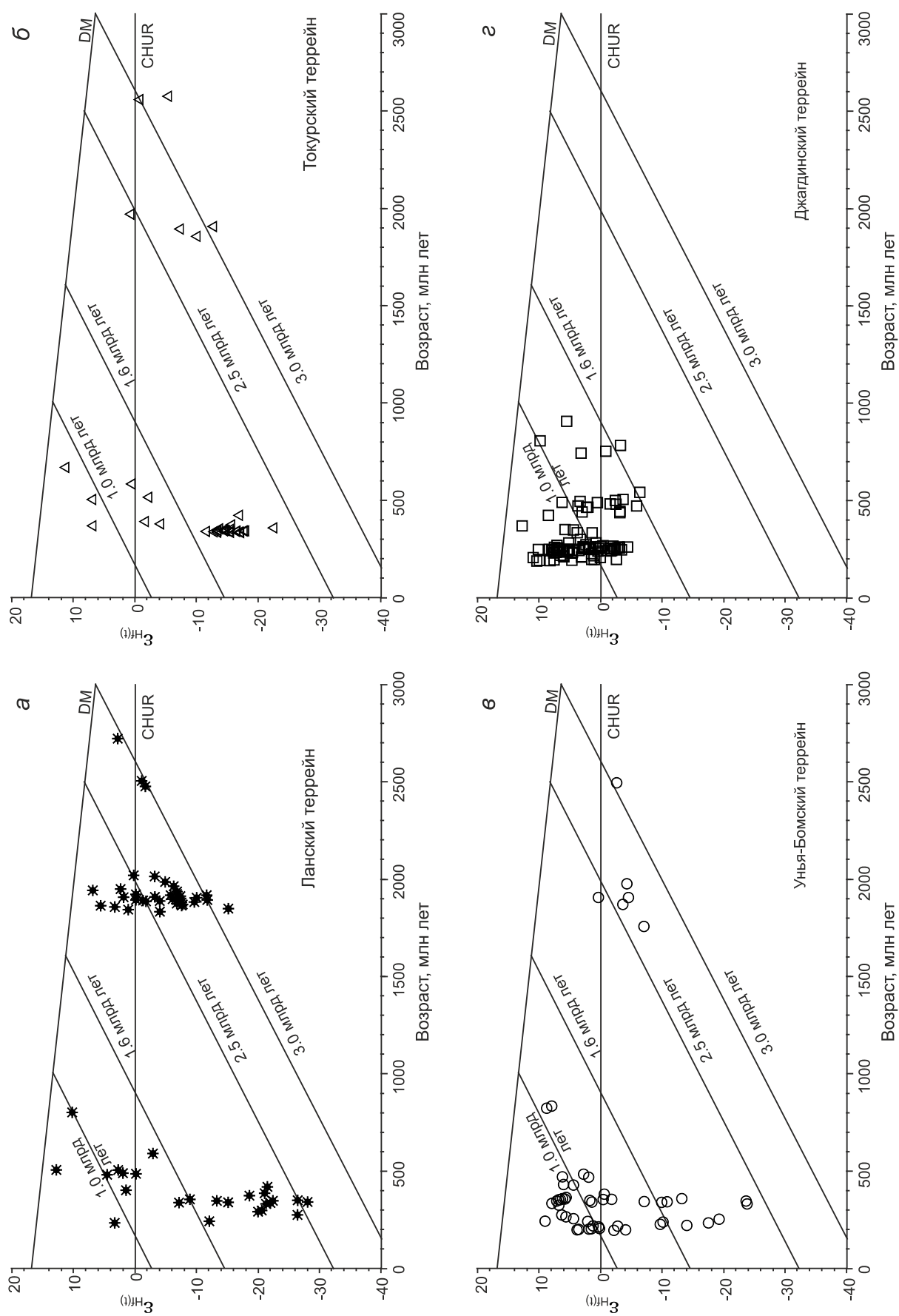


Рис. 6. Диаграмма $\epsilon Nd(t)$ – возраст (млн лет) для цирконов из осадочных пород восточной части Монголо-Охотского пояса: Ланского (а), Токурского (б), Унья-Бомского (в) и Джамдинского (г) террейнов.

Использованы результаты данного исследования, а также [11–13].

что для этих отложений отсутствуют фаунистические или флористические данные.

2). В результате проведенных исследований получены свидетельства среднетриасового (или среднепозднетриасового) возраста отложений, относимых к угоханской серии, прежде считавшихся верхнепалеозойскими [8, 9].

3). Поступление материала в период накопления девонских, каменноугольных и триасовых осадочных толщ Ланского террейна происходило преимущественно со стороны Северо-Азиатского кратона (с севера в современных координатах), а также за счет разрушения островных дуг.

4). Ланский террейн может рассматриваться в качестве фрагмента аккреционного комплекса, формирование которого произошло перед юго-восточной окраиной указанного кратона.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят сотрудников Института геологии и природопользования ДВО РАН Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, а также персонал Центра Laser Chron Университета штата Аризона (США) за проведение аналитических исследований. Кроме того, мы искренне признательны бизнесмену и пилоту А.Н. Лучникову за предоставление вертолета и осуществление авиадесантных работ, без которых данное исследование было бы абсолютно невозможным.

Геологические исследования выполнены в соответствии с планом НИР ИГиП ДВО РАН (тема АА-АА-А16-116051810110-7), изотопно-геохимические и геохронологические исследования – при поддержке Российского научного фонда (проект 18-17-00002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Яковлева С.З. Палеопротерозойские габбро-анортозиты Селенгино-Станового супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона // Докл. АН. 2006. Т. 407, № 4. С. 502–505.
2. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и тектоническое положение Хорогчинского габбро-анортозитового массива (Джугджуро-Становой супертеррейн) // Докл. АН. 2008. Т. 423, № 2. С. 238–242.
3. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Возраст иликанской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2011. Т. 438, № 3. С. 355–359.
4. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Яковлева С.З., Анисимова И.В. О возрасте устьгилюйской толщи станового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2012. Т. 444, № 4. С. 402–406.
5. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Толмачева Е.В., Ванг К.Л., Сальникова Е.Б. Палеопротерозойский возраст протолитов метаосадочных пород Сутамской толщи Алданского гранулитогнейсового мегакомплекса (Становой структурный шов) // Докл. АН. 2015. Т. 463, № 4. С. 438–442.
6. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ванг К.Л., Сальникова Е.Б. Возраст, источники и области сноса протолитов метаосадочных пород желтулакской серии (Желтулакский структурный шов) // Докл. АН. 2016. Т. 468, № 4. С. 425–428.
7. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Толмачева Е.В., Сальникова Е.Б., Ванг К.Л., Джан Б.М., Чан С.Л. Мезозойский возраст гиллюйского метаморфического комплекса зоны сочленения Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2016. Т. 468, № 5. С. 542–546.
8. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. / Ред. А.И. Ханчук Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
9. Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1: 1 000 000. Серия Дальневосточная. Лист N-53. Третье поколение. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
10. Заика В.А., Сорокин А.А., Сю Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Геохимические особенности и источники метаосадочных пород западной части Тукурингского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26, № 2. С. 38–58.
11. Заика В.А., Сорокин А.А., Сорокин А.П. Возраст и источники метаосадочных пород Токурского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb геохронологических и Lu-Hf изотопных исследований // Докл. АН. 2019. Т. 486, № 4. С. 446–450.
12. Заика В.А., Сорокин А.А., Ковач В.П., Сорокин А.П., Котов А.Б. Возраст и источники нижнемезозойских метаосадочных пород Унья-Бомского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) и Sm-Nd изотопных исследований // Докл. АН. 2019. Т. 484, № 4. С. 455–459.
13. Заика В.А., Сорокин А.А. Возраст и источники метаосадочных пород Джагдинского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 1. С. 24–36.
14. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 114 с.
15. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Ковач В.П., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Сквитина Т.М., Загорная Н.Ю., Ванг К.Л., Чунг С.Л., Джан Б.М. Палеопротерозойский возраст Зейской серии Станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических и U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований // Докл. АН. 2016. Т. 471, № 5. С. 571–574.
16. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовиц-

- кий В.А., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Толкачев М.Д. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 245–263.
17. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Коршунов А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и тектоническое положение гранитов и вулканитов восточного окончания Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса // Докл. АН. 2011. Т. 441, № 3. С. 363–368.
18. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Гранитоиды олекминского комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и тектоническое положение // Докл. АН. 2015. Т. 464, № 2. С. 194–198.
19. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Овчинникова Г.В., Саватенков В.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Васильева И.М., Сергеева Н.А., Мельников Н.Н., Ван К-Л., Чун С-Л. Гранитоиды позднестанового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): возраст, тектоническое положение и источники // Петрология. 2018. Т. 26, № 5. С. 463–485.
20. Натальин Б.А., Попеко Л.И., Чеботов С.А. Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1985 № 2. С. 49–64.
21. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
22. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
23. Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. Сорокин А.П., Сорокин А.А., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Федосенко А.М., Плоткина Ю.В. Токско-Алгоминский магматический комплекс Джугджуро-Становой складчатой области: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Докл. АН. 2006. Т. 409, № 5. С. 652–657.
24. Сержников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). Дальневосточная серия / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
25. Сорокин А.А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 31–36.
26. Сорокин А.А., Колесников А.А., Котов А.Б., Сорокин А.П., Ковач В.П. Источники детритовых цирконов из терригенных отложений Янканского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса // Докл. АН. 2015. Т. 462, № 5. С. 590–594.
27. Amelin Y., Davis W.J. Geochemical test for branching decay of ^{176}Lu // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. 69. P. 465–473.
28. Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 273, N 1–2. P. 48–57.
29. Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // Precambrian Res. 2004. V. 131. P. 231–282.
30. Khanchuk A.I., Didenko A.N., Popeko L.I., Sorokin A.A., Shevchenko B.F. Structure and evolution of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt // The Central Asian Orogenic Belt. Geology, Evolution, Tectonics, and Models / Ed. Alfred Kröner. Germany. Stuttgart: Borntraeger Sci. Publ., 2015. P. 211–234.
31. Ludwig K.R. Isoplot 3.6: Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2008. N 4. 77 p.
32. Scherer E., Münker C., Mezger K. Calibration of the Lutetium-Hafnium Clock. Sci. 2001. V. 293 (5530), P. 683–687.
33. Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 219. P. 311–324.
34. Vervoort J.D., Patchett P.J. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. 60. P. 3717–3723.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко
после доработки 11.11.2019 г.
принята к печати 22.01.2020 г.

V.A. Zaika, A.A. Sorokin

Age and sources of the sedimentary rocks of the Lan terrane of the Mongol-Okhotsk fold belt: results of the U-Pb and Lu-Hf isotope studies

The paper presents the results of U-Pb and Lu-Hf isotope studies of detrital zircons from the terrigenous the Lan 410 Ma (Early Devonian), Terrane in the eastern part of the Mongol-Okhotsk fold belt. The lower age rocks limits are for the Nivakh formation ~ for the Verkholan series ~ 332 Ma (Mississippian), for the Ugokhan series ~ 239 Ma (Middle Triassic). The evidences were obtained for the Lower Triassic (or Middle-Late Triassic) age of the sediments assigned to the Ugokhan series previously classified as Upper Paleozoic. These data indicate that the Lower Mesozoic sedimentary complexes in the structure of this belt are developed much wider than is currently believed. The main sources of clastic material for the Devonian, Carboniferous, and Triassic sedimentary rocks of the Lan terrane were mainly igneous and metamorphic complexes of the North Asian craton framing, along with island arcs. The Lan Terrane can be considered as a fragment of the accretionary complex formed in front of the southeastern margin of the North Asian craton.

Key words: detrital zircons, U-Pb and Lu-Hf isotope methods, Lan terrane, Mongol-Okhotsk fold belt.