

УДК 550.42

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ГАЛАМСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Lu–Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ¹

© 2021 г. В. А. Заика¹, *, А. А. Сорокин¹

¹Институт геологии и природопользования, ДВО РАН,
д. 1, Релочный пер., 675000 Благовещенск, Россия

*e-mail: zaika_v_a_88@mail.ru

Поступила в редакцию 15.03.2021 г.

После доработки 24.06.2021 г.

Принята к публикации 24.08.2021 г.

Монголо-Охотский пояс является одним из важнейших структурных элементов Восточной Азии. В данной работе представлены результаты U–Pb геохронологических и Lu–Hf изотопно-геохимических исследований детритовых цирконов из метаосадочных пород Галамского террейна. Полученные данные показывают, что эти породы содержат значительное количество архейских и палеопротерозойских цирконов, — большинство зерен, независимо от возраста, имеют отрицательные значения $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -30.0 до -10.0 и модельный возраст $t_{\text{Hf}(C)} > 2.2$ млрд лет. Полученные данные свидетельствуют о том, что главными источниками обломочного материала для метаосадочных пород Галамского террейна являлись магматические и метаморфические комплексы юго-восточного обрамления Сибирского кратона. Источниками девонских и каменноугольных цирконов с отрицательными и положительными значениями $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -7.4 до $+6.9$ и модельными возрастными $t_{\text{Hf}(C)}$ 1.46–0.90 млрд лет, вероятно, были островные дуги. Полученные нами результаты указывают на то, что Галамский террейн является палеозойским аккреционным комплексом окраины Сибирского кратона.

Ключевые слова: детритовые цирконы, U–Pb и Hf изотопно-геохимические исследования, источники сноса обломочных пород, Монголо-Охотский океан, Галамский террейн

DOI: 10.31857/S0016853X21060084

ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Охотский пояс является одним из основных структурных элементов Восточной Азии и, вероятно, представляет собой самый молодой орогенный пояс в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса [74, 85]. Этот пояс протягивается на более чем 3000 км к северо-востоку от центральной Монголии через северную Монголию, северо-восточный Китай, восток России до Охотского моря (рис. 1). В настоящее время предполагается, что Монголо-Охотский пояс представляет собой реликт одноименного океана, закрытие которого происходило с запада на восток при столкновении Амурского супертеррейна и окраины Сибирского кратона [33, 51, 71, 74, 75, 85].

Современный структурный план Монголо-Охотского пояса представляет собой сложный коллаж многочисленных тектонических блоков веретенной формы, которые, вероятно, яв-

ляются фрагментами аккреционных клиньев [33, 51, 59]. Палеозойские надсубдукционные офиолитовые и габбро-гранитные тела, расположенные в Монголо-Охотском поясе, а также палеозойские и мезозойские интрузии в его южном и северном обрамлении, указывают на неоднократное проявление субдукционных процессов в северном и южном направлениях (в современных координатах) в процессе его формирования [2–4, 6–8, 19, 23, 27, 29, 30, 33, 34, 38, 47, 51, 54, 69–71, 74, 82]. Однако многие аспекты эволюции Монголо-Охотского пояса остаются неясными, включая время и механизмы аккреционных и коллизионных процессов.

Одним из ключей к тектонической реконструкции Монголо-Охотского пояса являются системные U–Pb геохронологические и Lu–Hf изотопные исследования детритовых цирконов. Такие данные позволяют определить нижнюю возрастную границу осадконакопления, а также охарактеризовать возраст обломочного материала и его источник. Осадочные отложения Монголо-Охотского пояса, как правило, бедны ископае-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X21060084 для авторизованных пользователей.

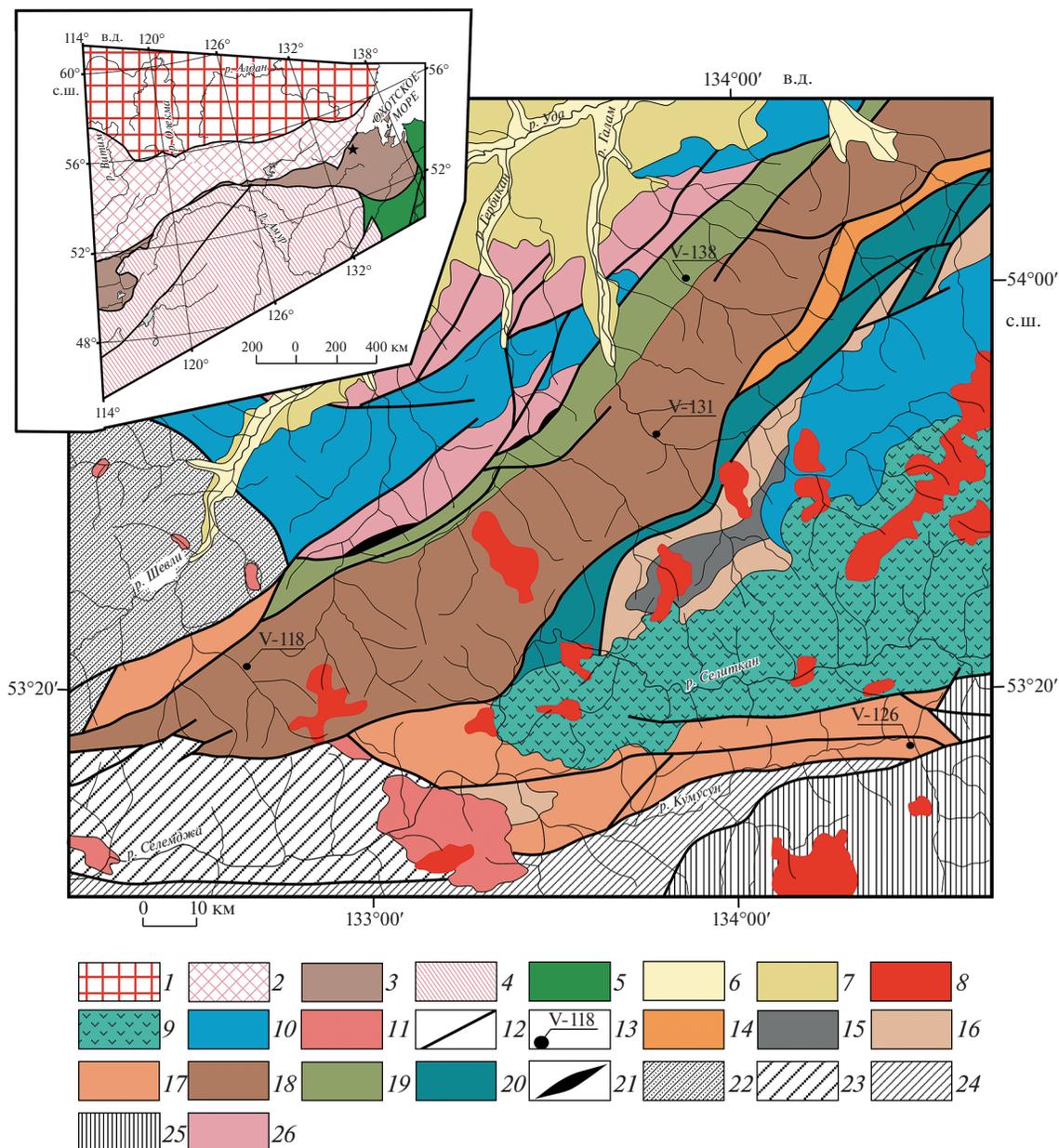


Рис. 1. Геологическая схема Галамского террейна (составлена по [20] с изменениями и дополнениями).

Показан (звездочка) район исследования.

На врезке: тектоническая схема Монголо-Охотского пояса и основных структур Восточной Азии (составлена по [33], с изменениями и дополнениями).

1 – Сибирский кратон; 2 – Коллаж террейнов юго-восточного обрамления Сибирского кратона; 3 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 4 – Амурский супертеррейн; 5 – Сихоте-Алинский орогенный пояс; 6–7 – отложения: 6 – голоценовые, 7 – плейстоценовые; 8 – раннемеловые граниты; 9 – поздне меловые вулканиты; 10 – поздне триасовые юрские, раннемеловые осадочные породы; 11 – пермские граниты; 12 – основные разломы; 13 – места отбора образцов; 14–20 – осадочные толщи Галамского террейна: 14 – пермские, 15 – раннекаменноугольные, 16 – позднедевонские, 17 – средние, средне-позднедевонские, 18 – ранние и ранне-среднедевонские, 19 – раннесилурийские, 20 – кембрийские; 21 – раннепалеозойские граниты; 22–25 – смежные (граничащие) террейны: 22 – Ланский, 23 – Токурский, 24 – Селемджинский, 25 – Ульбанский; 26 – поздне мезозойские образования южного обрамления Сибирского кратона

мой флорой и фауной и, в этой связи, геохронологические данные для детритовых цирконов являются основными источником информации о возрасте этих отложений [33, 51].

U–Pb и Lu–Hf изотопные исследования выполнены для некоторых объектов Адаатсагского, Дошгольского, Хангай-Хентейского и Эрендавского террейнов западной части Монголо-Охот-

ского пояса, а также в сочетании с Sm—Nd исследованиями для объектов Янканского, Тукурингского, Унья-Бомского и Джагдинского террейнов восточной части Монголо-Охотского пояса [22, 46, 49, 50, 62, 66]. На основании результатов этих исследований показано, что в строении Янканского террейна пространственно совмещены метаосадочные породы, принадлежащие аккреционным комплексам, сформированным над зонами субдукции с разной полярностью [69]. Предполагается, что один аккреционный комплекс сформировался в палеозое перед юго-восточной окраиной Сибирского кратона, а другой — перед северной окраиной Амурского супертеррейна. Схожая интерпретация была предложена для метаосадочных пород западной части Монголо-Охотского пояса [46, 50]. Также на основании U—Pb геохронологических данных был сделан вывод, что метаосадочные породы Тукурингского и Джагдинского террейнов имеют мезозойский возраст, а не палеозойский, как предполагалось ранее, и они являются фрагментом раннемезозойского аккреционного комплекса перед окраиной Амурского супертеррейна [22, 36, 66].

Таким образом, результаты U—Pb, Lu—Hf изотопных исследований детритовых цирконов из слабометаморфизованных осадочных комплексов Монголо-Охотского пояса, наряду с широким присутствием интрузивных пород вдоль северного и южного континентальных обрамлений пояса (в современных координатах) позволяют предположить, что в Монголо-Охотском океане в палеозое и мезозое существовали зоны субдукции противоположной полярности. Для подтверждения этого предположения мы провели U—Pb геохронологические и Lu—Hf-изотопные исследования детритовых цирконов в палеозойских метаосадочных породах Галамского террейна с целью определения возраста, источников терригенного материала, а также тектонической природы этого террейна (см. рис. 1). В связи с тем, что Галамский террейн — один из крупнейших террейнов Монголо-Охотского орогенного пояса, эти данные являются ключевыми для понимания истории формирования всего пояса.

СТРОЕНИЕ ГАЛАМСКОГО ТЕРРЕЙНА

Галамский террейн имеет клиновидную форму (см. рис. 1). На северо-западе он граничит с Джугджуро-Становым супертеррейном южной окраины Сибирского кратона и отделен по зоне Улигданского разлома от Ланского террейна Монголо-Охотского пояса. На юге и юго-востоке Галамский террейн по системам Мариинского и Тугурского разломов граничит с Токурским, Селемджинским и Ульбанским террейнами Монголо-Охотского пояса. В строении Галамского террейна принимают участие слабометаморфизо-

ванные терригенные отложения, метабазальты и известняки от раннего кембрия до поздней перми. Согласно геологическому картированию, Галамский террейн состоит из нескольких структурных зон или тектонических блоков: Галамского, Тыльского, Тугурского и Селитканского блоков [16] (рис. 2).

К наиболее древним в Галамском террейне отнесены малоутаннакская (2900 м), джаводинская (1800 м), устьтокинская (1400 м), ирская (1250 м), курумская (450 м) и толща мыса Тыльского (390 м), которые представлены в основном кремнистыми породами, метабазальтами, мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, известняками (см. рис. 2). По данным В.Ю. Забродина с соавт. [20] известняки содержат разнообразную кембрийскую фауну археоциат (*Ladaecyathus* sp., *Erbocyathidae* gen. et sp. indet., *Tumuliolynthus* sp., *Capsulocyathus* (?), *Fransuasaecyathus* sp. indet., *Ajacyathus* sp., *Nochoroicyathus lenaicus* Zhuravl., *Tumuliolynthus* sp., *Archaeolynthus* sp.), трилобитов (*Alokistocare*? sp. nov., *Ptychoporiidae* gen. et sp. nov., *Glyptagnostus* ex gr. *reticulatus*); брахиопод (*Obolella* aff. *chromatica* Billings., *Lingulella minuscula* Sob., *Acrothele horida* Sob., *Dictyonina hexagona* Bell., *Acrotretidae* den. et sp. indet., *Angulotreta triangularis* Palmer, *Opisthotretadepressa* Palmer). В кремнях обнаружены кембрийские радиолярии *Polyentactinia dzhagdiensis* Naz. и *Entactinia iriensis* Naz.

Силурийские толщи бугалийская (2600 м), тылякачанская (2250 м), лагапская (1910 м), джялакская (1200 м) и кунникитская (500 м) литологически близки к кембрийским отложениям (см. рис. 2). Терригенные породы содержат кораллы *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.), *Multisolenia tortuosa* Fritz., *Multisolenia ninae* (Tchern.), *Favosites gothlandicus* Lam., *Miculiella annae* Ivnsk., брахиоподы *Eospirifer radiatus* (Sow.), *Clorinda substantiva* Kulk., *Protatrypa septentrionalis* (Nikif.) [20].

Девонские толщи гербиканская (4240 м), иргаламская (3590 м), оннетокская (3100 м), нимийская (2900 м), корельская (2800 м), тайканская (2530 м), молюканская (2360 м), итматинская (2125 м), элькаганская (1620 м), ковахская (1525 м), бороллакская (1500 м), максинская (1200 м), а также свиты акриндинская (до 5000 м) и мыса Внутреннего (2100 м) представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, известковистыми породами, яшмами и базальтами (см. рис. 2).

В осадочных породах присутствуют остатки растений и споро-пыльцевые комплексы *Taenioocrada* cf. *decheniana* (Гоерп.) Кр. et W., *Drepanophycus spinaeformis* Гоерп., *D.* cf. *gaspianus* (Daws.) Stock., *Eogaspesiea gracilis* Dab., *Psilophyton* cf. *princeps* Daws., *Aphylopteris* sp., *Dicranophyton* sp., *Dawsonites* sp., *Protolepidodendron* cf. *scharyanum* Кр., *P. protolepidodendron scharyanum* Кр., *Aneurophyton*

Период	Галамский террейн			
	Галамский блок	Тульский блок	Тугурский блок	Селитканский блок
Пермь	P ₁₋₂ nk			
Каменноугольная		C ₁ tm C ₁ čm	C ₁ mš	
		C ₁ lč	C ₁ lm	
		D ₃ kv	D ₃ kr	D ₃ mk
		D ₂₋₃ nm	D ₃ lg	D ₂ ak V-126 ★
		D ₁₋₂ tk	D ₂ vn	D ₂ it
		D ₁ on V-131 ★	D ₂ bl	?
		D ₁ ig V-118 ★	D ₁ el	
		D ₁ gr	D ₁ ml	
		D ₁ br		
Силур	S ₁₋₂ dž V-138 ★	S ₂ ?kn		
	S ₁ lg	S ₁ ?tl		
	S ₁ bg	?		
Кембрий	?			
	Є ₃ ?ir	Є ₂₋₃ dž		
	Є ₂₋₃ dž	Є ₂₋₃ dž		
	Є ₁ ut + Є ₁₋₂ kr	Є ₁₋₂ tl		
	?	Є ₁ mut		

Рис. 2. Стратиграфическая колонка исследуемых осадочных отложений (составлена по [20] с изменениями и дополнениями).

Использована международная стратиграфическая шкала (по [86]).

Показаны (звездочка) места отбора проб.

P₁₋₂nk – нельканская серия: метапесчаники, метаалевролиты, гравелиты; C₁tm – тором-макитская толща: метапесчаники, метаалевролиты; C₁mš – малошантарская свита: метапесчаники, метаалевролиты; C₁čm – чумавринская толща: метапесчаники, метаалевролиты, метабаазальты; C₁lm – ламская свита: метабаазальты, яшмы; C₁lč – левочумавринская толща: метапесчаники, метаалевролиты; D₃kv – ковахская толща: метапесчаники, гравелиты; D₃kr – корельская свита: метаалевролиты, метабаазальты; D₃lg – линдгольмская свита: метапесчаники, метаалевролиты, метабаазальты; D₃mk – максинская толща: метапесчаники, метаалевролиты; D₂₋₃nm – нимийская толща: метапесчаники, метаалевролиты, метабаазальты; D₂vn – свита мыса Внутреннего: метапесчаники, метаалевролиты, метабаазальты; D₂ak – акриндинская свита: метапесчаники, метаалевролиты; D₂it – итматинская толща: метапесчаники, метаалевролиты; D₁₋₂tk – тайканская толща: метапесчаники, метаалевролиты; D₁?el – эльгаканская толща: яшмы, метабаазальты, аргиллиты; D₁on – оннетокская толща: метапесчаники, метаалевролиты, яшмы; D₁ig – ир-галамская толща: яшмы, метабаазальты, аргиллиты; D₁ml – молюканская толща: метапесчаники, метаалевролиты, аргиллиты; D₁gr – гербиканская толща: метапесчаники, метаалевролиты, аргиллиты; D₁br – толща мыса Борролок: метапесчаники, метаалевролиты; S₂?kn – кунникитская толща: яшмы, аргиллиты, метаалевролиты; S₁₋₂dž – джалаякская толща: яшмы, метабаазальты, метапесчаники, метаалевролиты; S₁?tl – тыляканская толща: аргиллиты, яшмы, метабаазальты; S₁lg – лагапская толща: метабаазальты, метапесчаники; S₁bg – бугалийская толща: метабаазальты, метапесчаники; Є₃?ir – ирская толща: яшмы, метабаазальты, аргиллиты; Є₂₋₃dž – джаводинская толща: известняки, яшмы, метабаазальты; Є₁₋₂tl – толща мыса Тьельского: известняки; Є₁₋₂kr – курумская толща: яшмы, аргиллиты, метабаазальты; Є₁ut – устьтокинская толща: яшмы, аргиллиты, метабаазальты; Є₁mut – малотуттоканская толща: известняки, метапесчаники, метаалевролиты.

germanicum Kr. et W. В известняках обнаружены разнообразные комплексы строматопороидей *Stromatopora boiarschinoi* J a var., *Simhlexodictyon coninconicum* Khrom., табуляты *Corolites* sp., *Pachyfavosites* sp., *Oculipora* sp., *Alveolites* sp., *Alveolitella* sp., *Crassialveolites* aff. *crassus* (Les.), *Placacoenjenites* ex gr. *orientalis* Eichw., мшанок *Semicoscinium ravkovskii* Nekh., *S. graniferum* (Hall), *Fenestella vera* Ulrich., *Atrypa devoniana descrecens* F. et F., *A. matutinalis* Khud., *Vagrana kolymensis* (Nal.), *V. cf. kolymensis* (Nal.) var. *intermediafera* (Khud.), *V. (Minatrypa) flabellata* (Roem.), *Lasutkina* sp., криноидей *Cupressocrinites* cf. *minor* Yelt., *C. gracilis* Goldf., *Mediocrinus* cf. *medius* (Yelt.), *M. persimilis* (I. Dubat.), *Pentagonacyclis petrovensis* Schisch [20].

Нижнекаменноугольные толщи чумавринская (3500 м), левочумавринская (2750 м), ламская (1600 м), малошантарская (1200 м), тором-макит-

ская (800 м) также, как и девонские образования, представлены терригенно-карбонатными и вулканогенно-кремнистыми (яшмовыми) породами (см. рис. 2). Алевролиты и известняки содержат мшанки *Rhombopora* sp., *Nikiforovella* sp., *Sulcoret-pora* aff. *astepnata* Nekh., *Fenestella* sp. (aff. *F. rudis* Ulf.), криноидеи *Platycrinites(?) texanum* (M. et Jeff.), *Pentagonocyclicus priscus* Sfik. В яшмах установлены конодонты *Siphonodella* cf. *obsoleta* Hass., *Polygnathus* ex gr. *inornatus* Br. et M., *Siphonodella* sp. aff. *S. crenulata* (Cooper), *S.* sp. aff. *S. lobata* (Br. et M.), *S.* sp. aff. *S. sulcata* (Huddle), *Scaliognothus* cf. *anchoralis* Br. et M. [20].

Пермская нельканская (3650 м) серия состоит из крупнозернистых терригенных отложений, содержащих двустворчатые моллюски *Neoschizodus* sp., *Chaenomya(?)* sp., *Edmondia(?)* sp., Angarian flora *Paracalamites* cf. *vicinalis* Radcz., *P.* cf. *angustus* Such., *Noegaerathiopsis* cf. *derzavini* Neub., *N. tschirkovae* Zal [20] (см. рис. 2).

Интрузии плагиогранитов распространены вдоль Улигданского разлома, отделяющего Галамский терреин от метаморфических комплексов южной окраины Сибирского кратона (см. рис. 1). На современной геологической карте эти породы отнесены к нижнедевонскому (?) Малоэльгинскому комплексу [20]. По данным Sun D.Y. с соавт. [67] плагиограниты имеют кембрийский возраст (511 ± 3 млн лет, U–Pb метод по цирконам).

Верхнемеловые гранитоиды и вулканические породы широко распространены в пределах Галамского террейна (см. рис. 1). Они образовались после закрытия Монголо-Охотского пояса и связаны с тектоническими процессами вдоль тихоокеанской окраины Азии.

Представления о геодинамической природе Галамского террейна существенно различались. Б.А. Натальин [32] полагал, что Галамский терреин является аккреционным комплексом Сибирского кратона, который представляет сложную надвиговую структуру. В строении террейна им были выделены три ассоциации пород:

- базальты и кремнистые породы;
- терригенно-слоистые отложения;
- олистостромы.

Было показано, что данные ассоциации пород слагают отдельные тектонические пластины, но не образуют единую осадочную последовательность [32]. А.И. Ханчук [15, 51] предложил модель, согласно которой Галамский терреин является смещенным фрагментом Охотско-Корякского орогенного пояса, а не компонентом Монголо-Охотского пояса. Данная модель основана на сходстве кембрийской фауны Галамского террейна и Охотско-Корякского пояса.

С целью уточнения геодинамики Галамского террейна нами были проведены U–Pb геохроно-

логические и Lu–Hf изотопные исследования детритовых цирконов из:

- метаалевролита джялакской толщи (обр. V-138);
- метапесчаника ир-галамской толщи (обр. V-118);
- метапесчаника оннетокской толщи (обр. V-131);
- метаалевролита акриндинской свиты (обр. V-126).

Места отбора образцов и микрофотографии шлифов приведены (см. рис. 1, рис. 3, табл. 1).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

U–Pb геохронологические исследования

Выделение детритовых цирконов из метаосадочных пород выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН (г. Благовещенск, Россия) с применением тяжелых жидкостей. Далее цирконы совместно со стандартными цирконами (FC, SL и R33) были вмонтированы в шашку, изготовленную из эпоксидной смолы, и полированы приблизительно до середины зерен. Внутреннее строение зерен циркона исследовалось в режиме CL и BSE с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N (Hitachi High Technologies America Inc.), оснащенного детектором Gatan Chroma CL2 (Gatan Inc., USA). До проведения изотопных анализов цирконы были очищены в ультразвуковой ванне с 1% HNO₃ и 1% HCl для удаления любого остаточного общего свинца с поверхности цирконов. U–Pb геохронологические исследования цирконов выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, Tucson, Arizona, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 (Photon Machines Inc., USA) и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2 (Thermo Fisher Scientific Inc., Germany). Диаметр кратера составлял 20 мкм, глубина составляла 15 мкм. Калибровка проводилась по стандарту FC (Duluth complex, 1099.3 ± 0.3 млн лет [60]). В качестве вторичных стандартов для контроля измерений использовались цирконы SL (Sri Lanka) и R33 (Braintree complex) [43]. Значения возрастов по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для стандарта SL в процессе измерений составили 557 ± 5 и 558 ± 7 млн лет (2σ) соответственно, что хорошо согласуется со значениями, полученными Г. Герелсом с использованием ID-TIMS метода [48]. Средние значения возрастов по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для стандарта R33 составили 417 ± 7 и 415 ± 8 млн лет, соответствующие рекомендованным [43, 56]. Систематические погрешности составляют 0.9% для отношения

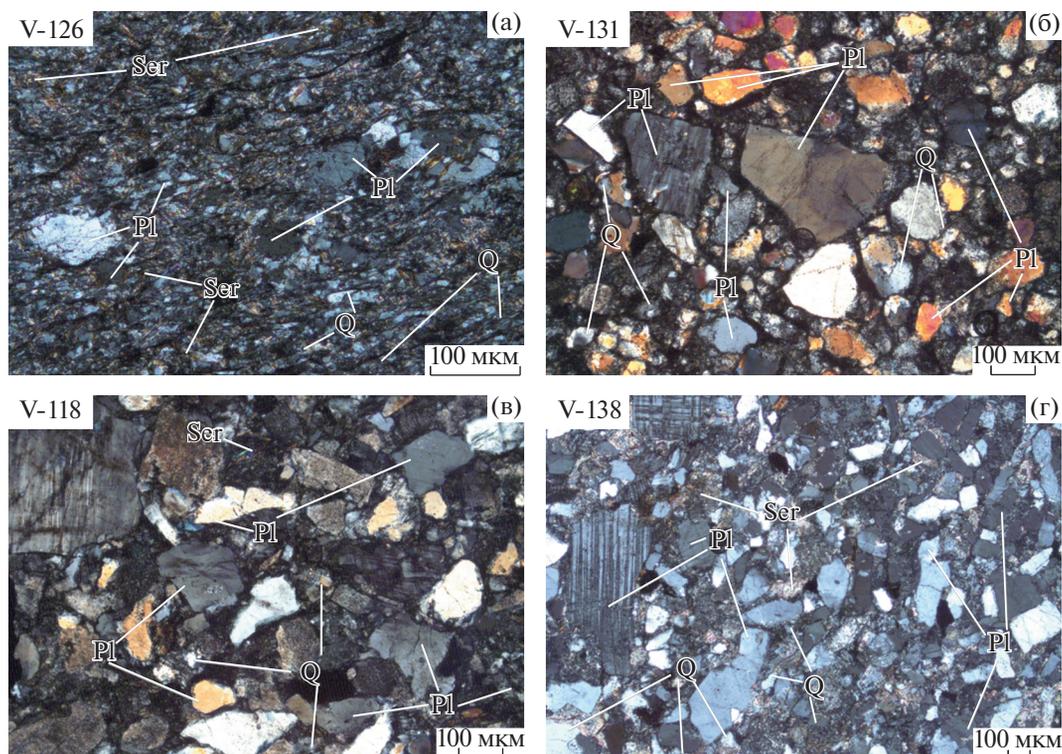


Рис. 3. Микрофотографии образцов V-126 (а), V-131 (б), V-118 (в) и V-138 (г). Обозначено: Pl – плагиоклаз, Q – кварц, Ser – серицит.

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и 0.8% для отношения $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (2σ). Поправки на обычный Pb вводились по ^{204}Pb , скорректированному на ^{204}Hg , в соответствии с модельными величинами. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте Геохронологического Центра Аризонского университета [87]. Конкордантные возрасты рассчитаны в программе Isoplot (vers. 3.6) [55, 68]. Из окончательных расчетов возраста были исключены:

– данные, для которых невозможно было рассчитать конкордантные возрасты;

– конкордантные возрасты, которые соответствуют уровню достоверности 95%, но для которых величина СКВО > 1;

– отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с ошибками >3%, т.к. они превышают точность метода LA-ICP-MS.

Для расчета значений пиков на кривых вероятностей возрастов использовалась программа AgePick [87].

Lu–Hf изотопные исследования цирконов

Lu–Hf изотопные анализы цирконов были выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, Tucson, Arizona, USA) с использованием много-

коллекторного масс-спектрометра с индукционно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) Nu High-Resolution (Nu Instruments, UK) и эксимерного лазера Analyte G2 (Teledyne CETAC, UK). Для настройки и проверки качества анализов использовались стандартные растворы JMC475, Spex Hf и Spex Hf, Yb и Lu, а также стандартные цирконы Mud Tank, 91 500, Temora, R33, FC52, Plesovice и SL.

Lu–Hf изотопные анализы проводились в той же точке, где выполнялись U–Pb анализы. Диаметр лазерного пучка составлял 40 мкм, мощность лазера около 5 Дж/см², частота 7 Гц, скорость абляции около 0.8 мкм/с. Детали аналитической методики изложены на сайте Геохронологического Центра Аризонского университета [87].

Для расчета величин $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ использованы константа распада ^{176}Lu ($\lambda = 1.867e^{-11}$) по [63]. 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) [45]. Коровые Hf модельные возрасты $t_{\text{Hf}(C)}$ рассчитаны, принимая среднее отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в континентальной коре, равное 0.0093 [42, 73]. Для расчета изотопных параметров деплетированной мантии использованы современные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ [44, 64].

Таблица 1. Определение возраста, места отбора образцов и состав пород в образцах (%)

Период (Система)	№ обр.	GPS (x°x'x")	Толща	Состав пород в образцах
<i>Галамский террейн</i>				
Средний девон (?)	V-126	в.д. 134°29'37.4" с.ш. 53°14'09.2"	Акриндинская свита	Серые сланцеватые метаалевролиты 0.02–0.10 мм угловатой и полуокатанной формы: 25–30% кварц, 8–10% обломки пород, 30–35% плагиоклаз, 10–15% серицит
Ранний девон (?)	V-131	в.д. 133°47'16.7" с.ш. 53°45'02.7"	Оннетокская толща	Серые массивные метапесчаники 0.15–0.20 мм угловатой и полуокатанной формы: 30–35% кварц, 7–9% обломки пород, 38–45% плагиоклаз
Ранний девон (?)	V-118	в.д. 132°38'30.0" с.ш. 53°22'05.1"	Ир-Галамская толща	Серые массивные метапесчаники 0.15–0.20 мм угловатой и полуокатанной формы: 20–25% кварц, 8–12% обломки пород, 40–47% плагиоклаз, 2–3% серицит
Силурийская (?)	V-138	в.д. 133°51'15.5" с.ш. 54°00'43.9"	Джялакская толща	Массивные серые метапесчаники 0.15–0.20 мм угловатой и полуокатанной формы: 20–25% кварц, 8–10% обломки пород, 35–42% плагиоклаз, 5–7% серицит

РЕЗУЛЬТАТЫ

U–Pb геохронологические исследования

Результаты U–Pb геохронологических исследований приведены (рис. 4; Приложение 1: табл. S1). Катодолюминесцентные (CL) изображения отдельных детритовых цирконов из наиболее молодых популяций показаны (рис. 5).

Образец V-138 (метапесчаник силурийской джялакской толщи (см. рис. 3, г; табл. 1)). Из 145 проанализированных детритовых цирконов конкордантный возраст получен для 120 зерен (см. рис. 4, а; Прилож. 1: табл. S1). Цирконы имеют преимущественно палеопротерозойский (значения пиков на кривой вероятности возрастов 2121, 1982 и 1900 млн лет), реже архейский (значение пика 2514 млн лет) и раннепалеозойский (значение пика 512 млн лет) возрасты. Кроме того, присутствует незначительное количество неопротерозойских цирконов с возрастными 877 ± 5, 827 ± 5, 798 ± 8, 797 ± 4 и 586 ± 4 млн лет. Возрасты наиболее молодых цирконов составляют 511 ± 4, 508 ± 3, 486 ± 3 и 480 ± 4 млн лет, при этом кон-

кордантный возраст наиболее молодой группы из трех зерен рассчитать не удается.

Образец V-118 (метапесчаник нижнедевонской ир-галамской толщи (см. рис. 3, в; табл. 1)). Было получено 109 конкордантных оценок возраста из 124 проанализированных детритовых цирконов (см. рис. 4, б; Прилож. 1: табл. S1). Большинство зерен имеет палеопротерозойский (значения пиков на кривой вероятности возрастов 1976 и 1887 млн лет) и девонский (значение пика 380 млн лет). Кроме того, присутствует некоторое количество архейских цирконов (значения пиков 2735 и 2537 млн лет), а также семь зерен с конкордантными возрастными в интервале 870–502 млн лет. Конкордантный возраст наиболее молодого циркона составляет 368 ± 5 млн лет, конкордантный возраст наиболее молодой группы из трех зерен – 371 ± 3 млн лет.

Образец V-131 (метапесчаник нижнедевонской оннетокской толщи (см. рис. 3, б; табл. 1)). Из 120 проанализированных зерен обр. V-131 для 104 получены конкордантные оценки возраста

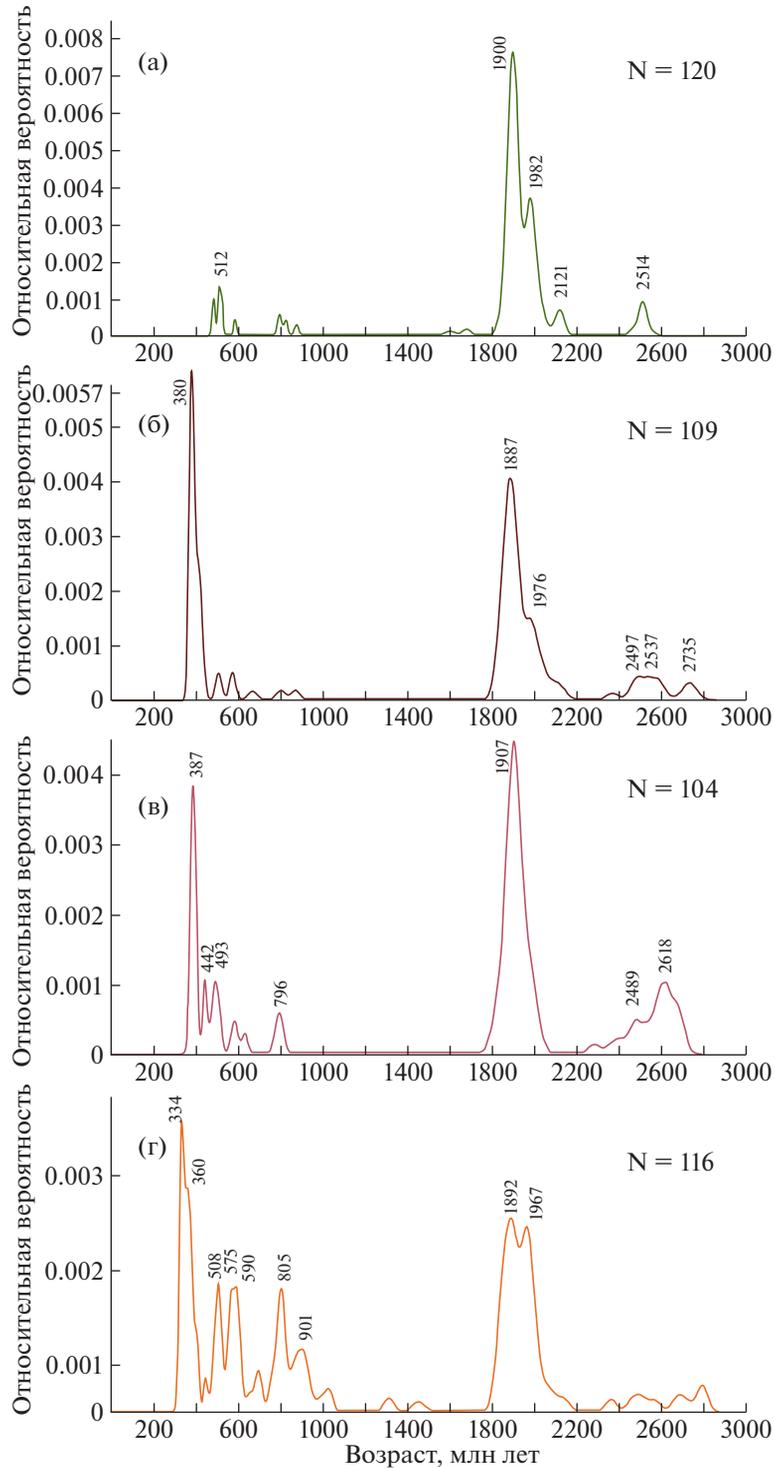


Рис. 4. Кривые относительной вероятности U–Pb определения возраста детритовых цирконов из метаосадочных пород Галамского террейна.

(а)–(г) – образцы: (а) – V-138 (метапесчаники джялакской толщи); (б) – V-118 (метапесчаники ир-галамской тощи); (в) – V-131 (метапесчаники оннетокской толщи); (г) – V-126 (метаалевролиты акриндинской свиты).

(см. рис. 4, в; Прилож. 1: табл. S1). Большинство зерен имеет архейский (значения пиков на кривой вероятности возрастов 2618 и 2489 млн лет), палеопротерозойский (значение пика 1907 млн

лет) и палеозойский (значения пиков 493, 442 и 387 млн лет) возрасты. Присутствуют несколько неопротерозойских цирконов (значение пика 796 млн лет). Конкордантный возраст наиболее

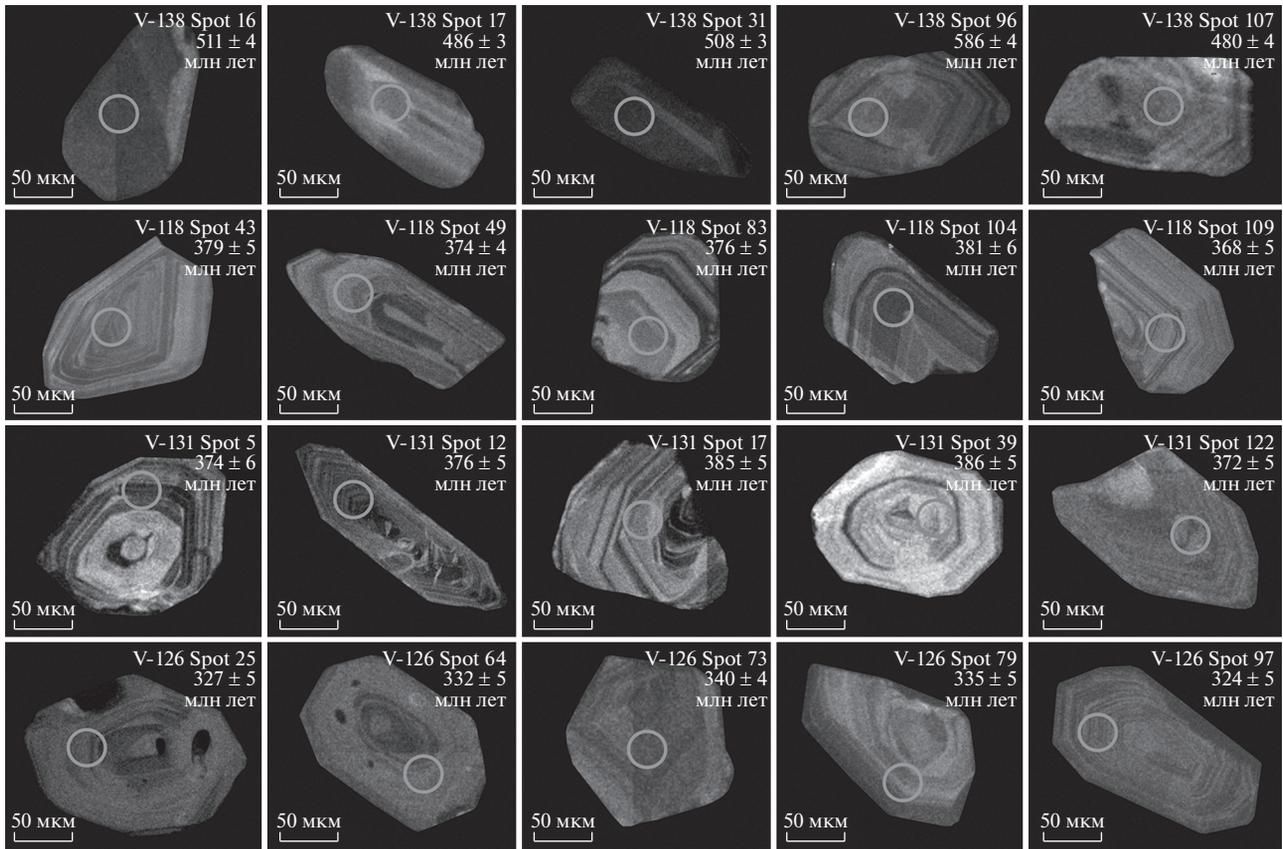


Рис. 5. Представительные (CL) изображения детритовых цирконов наиболее молодых популяций из метаосадочных толщ Галамского террейна.

молодого циркона составляет 372 ± 5 млн лет, конкордантный возраст наиболее молодой группы из трех зерен – 374 ± 3 млн лет.

Образец V-126 (метаалевролит среднедевонской акриндинской свиты (см. рис. 3, а; табл. 1)). Всего из данного образца было проанализировано 128 зерен детритовых цирконов, из которых получены конкордантные значения для 116 зерен (см. рис. 4, г; Прилож. 1: табл. S1). Подавляющее большинство цирконов имеет палеопротерозойский (значения пиков на кривой вероятности возрастов 1967, 1892 млн лет), неопротерозойский (значения пиков 901, 805, 590 и 575 млн лет) и палеозойский (значения пиков 508, 360, 334 млн лет) возрасты. Конкордантный возраст наиболее молодого циркона составляет 324 ± 5 млн лет, конкордантный возраст наиболее молодой группы из трех зерен – 378 ± 3 млн лет.

Lu–Hf изотопные исследования цирконов

Результаты Lu–Hf изотопных исследований цирконов показаны (рис. 6; см. Прилож. 1: табл. S2).

Lu–Hf изотопные исследования выполнены для:

- 22 зерен циркона из метаалевролита (обр. V-138) силурийской джялакской толщи;

- 19 зерен циркона из метапесчаника (обр. V-118) нижедевонской ир-галамской толщи;
- 22 зерен циркона из метапесчаника (обр. V-131) нижедевонской оннетокской толщи;

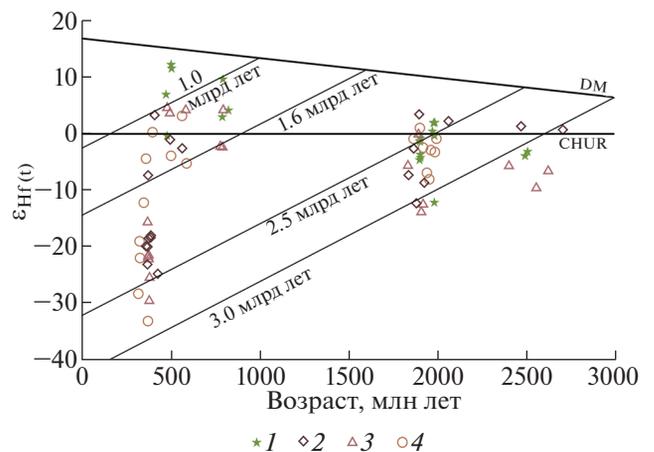


Рис. 6. Диаграмма $\epsilon_{Hf}(t)$ – возраст (млн лет) для цирконов из метаосадочных пород Галамского террейна. 1–4 – образцы: 1 – джялакская толща (обр. V-138), 2 – ир-галамская толща (обр. V-118), 3 – оннетокская толща (обр. V-131), 4 – акриндинская свита (обр. V-126)

– 20 зерен циркона из метаалевролита (обр. V-126) среднедевонской акриндинской свиты.

Согласно полученным результатам, архейские и палеопротерозойские цирконы имеют отрицательные и слабо положительные значения $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, которые находятся в интервале от -20.3 до $+3.4$, и двухстадийными Hf-модельными возрастами ($t_{\text{Hf}(C)} > 2.2$ млрд лет (см. рис. 6; Прилож. 1: табл. S2).

Неопротерозойские и кембрийские зерна имеют более высокие значения $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -5.2 до $+11.5$ и более молодые значения Hf-модельных возрастов $t_{\text{Hf}(C)} = 1.61-1.01$ млрд лет (см. рис. 6; Прилож. 1: табл. S2).

Значения $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ и Hf-модельных возрастов ордовикских, силурийских, девонских и каменноугольных цирконов сильно различаются. Их можно разделить на две группы. Первая группа характеризуется крайне отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -33.0 до -12.1 с архейскими и палеопротерозойскими модельными возрастами $t_{\text{Hf}(C)} 2.82-1.76$ млрд лет. Вторая группа характеризуется слабоотрицательными и положительными значениями $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -7.4 до $+6.9$ и более молодыми (мезопротерозой–неопротерозой) модельными возрастами $t_{\text{Hf}(C)} 1.46-0.90$ млрд лет (см. рис. 6; Прилож. 1: табл. S2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Граничные условия осадконакопления Галамского террейна

Цирконы, составляющие наиболее молодые возрастные популяции в изученных образцах, имеют осцилляционную зональность (см. рис. 5), свидетельствующую об их магматическом происхождении. Кроме того, эти цирконы характеризуются соотношением Th/U в пределах $1.1-0.2$, что также характерно для магматических цирконов [61, 76].

Конкордантный возраст наиболее молодого циркона из метаалевролита (обр. V-138) джялакской толщи составляет 480 ± 4 млн лет, а наиболее молодой пик на кривой вероятности возрастов соответствует значению 512 млн лет (см. рис. 4, а). Эти данные указывают на границу возраста отложений этой толщи от среднего кембрия до раннего ордовика. Таким образом, наши результаты согласуются с силурийским возрастом джялакской толщи, определенном на основании ископаемой фауны [20].

В метапесчанике (обр. V-118) ир-галамской толщи конкордантный возраст наиболее молодого циркона составляет 368 ± 5 млн лет, а наиболее молодой пик на кривой вероятности возрастов соответствует значению 380 млн лет (см. рис. 4, б). Эти данные указывают на то, что нижняя граница

осадконакопления отложений ир-галамской толщи приходится на поздний девон, что не соответствует возрасту этой толщи, установленному на основании ископаемой флоры [20]. Это может означать:

- назрела необходимость в пересмотре возраста ир-галамской толщи;
- исследованный нами образец принадлежит другой (более молодой) толще.

В настоящее время обе причины имеют равную степень вероятности.

Конкордантный возраст наиболее молодого циркона из метапесчаника (обр. V-131) оннетокской толщи составляет 372 ± 5 млн лет, а наиболее молодой пик на кривой вероятности возрастов соответствует значению 387 млн лет (см. рис. 4, в). Эти данные указывают на то, что нижняя граница осадконакопления этих отложений – средний девон. Это противоречит представлениям о раннедевонском возрасте оннетокской толщи, основанными на находках ископаемой флоры [20], и может объясняться приведенными нами теми же причинами, что и для ир-галамской толщи.

Наиболее молодой циркон из метаалевролита (обр. V-126) акриндинской свиты имеет конкордантный возраст 324 ± 5 млн лет, наиболее молодой пик на кривой относительной вероятности возрастов соответствует значению 334 млн лет (см. рис. 4, г). Эти данные определяют нижнюю границу возраста отложений этой свиты миссиссиппием. Однако в данной свите обнаружена обильная морская фауна среднего девона [20], в связи с чем, образец V-126, вероятно, принадлежит к более молодой осадочной формации.

Характеристика источников кластического материала

Восточная часть Монголо-Охотского пояса расположена между юго-восточной окраиной Сибирского кратона и Амурским супертеррейном, которые являются потенциальными источниками обломочного материала для осадочных пород в Монголо-Охотском поясе (см. рис. 1). Данные источники характеризуются резко различающимися возрастными и изотопными характеристиками.

Юго-восточное обрамление Сибирского кратона с раннекембрийским фундаментом является источником как раннекембрийских цирконов, так и более молодых цирконов с раннекембрийским Hf-модельными возрастами [1, 5, 9–14, 26, 31]. Напротив, Амурский супертеррейн не имеет раннекембрийского фундамента, и сложен неопротерозойскими и палеозойскими и раннемезозойскими геологическими комплексами [24, 25, 35, 37, 58, 65, 77, 80, 83, 84]. В этой связи, этот район является источником неопро-

терозойских, палеозойских и раннемезозойских цирконов с неопротерозойским (реже — мезопротерозойским) Hf-модельным возрастом.

Существует третий возможный источник обломочного материала — островные дуги в Монголо-Охотском океане. Их существование предполагается в большинстве тектонических моделей эволюции этого пояса [33, 51, 71, 74, 75, 85]. Возможно, что палеозойские тела габбро и плагиогранитов являются корнями таких островных дуг, но геохронологические и Hf-изотопные данные для этих пород, как правило, отсутствуют.

Полученные нами U—Pb геохронологические данные показывают, что в метаосадочных породах Галамского террейна (джалякская, ир-галамская, оннетокская толщи и акриндинская свиты) преобладают палеопротерозойские цирконы, при этом в значимом количестве присутствуют архейские цирконы (см. рис. 4; рис. 6; Прилож. 1: табл. S1). Эти цирконы характеризуются значениями $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -20.3 до $+3.4$ и величинами модельных возрастов $t_{\text{Hf}(C)} > 2.2$ млрд лет. Единственными источниками таких цирконов в рассматриваемом регионе могут быть палеопротерозойские и архейские магматические и метаморфические комплексы юго-восточного обрамления Сибирского кратона [1, 5, 9—13, 16—18, 26, 28, 31].

Неопротерозойские и кембрийские цирконы в метаосадочных породах Галамского террейна встречаются довольно редко. Эти цирконы имеют более слабо отрицательные и положительные значения $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -5.2 до $+11.5$ и достаточно молодые модельные возрасты $t_{\text{Hf}(C)}$ 1.61 — 1.01 млрд лет (см. рис. 6; Прилож. 1: табл. S2). Судя по Hf-изотопным характеристикам, источником этих цирконов могли быть островные дуги. В частности, кембрийские (511 ± 3 млн лет) плагиограниты Галамского террейна могут быть корневой частью такой дуги. Этот подтверждается положительными значениями $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ от $+8.8$ до $+14.8$ в цирконах из этих пород [67].

Большинство палеозойских цирконов в метаосадочных породах Галамского террейна имеют девонский (образцы V-118, V-126 и V-131) и каменноугольный (образец V-126) возраст (см. рис. 4; Прилож. 1: табл. S1). Эти цирконы имеют широкие вариации параметра $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ и величин Hf-модельных возрастов (см. рис. 6; Прилож. 1: табл. S2). Цирконы с отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -33.0 до -12.1 и архейским/палеопротерозойским значениями модельных возрастов $t_{\text{Hf}(C)} = 2.82$ — 1.76 млрд лет могли поступать в бассейн осадконакопления только с южной окраины Сибирского кратона. В качестве таких источников можно предполагать:

— гранитоиды Олекминского комплекса с возрастом 358 ± 6 млн лет [30] и 360 ± 2 млн лет [12];

— гранитоиды Баргузинского комплекса с возрастом 330 — 310 млн лет [38, 40].

— вулканические породы Амазаро-Гилюйской зоны с возрастом 358 ± 2 млн лет [38, 40].

Источник позднедевонских цирконов неясен, однако ими могут быть интрузии Крестовского и Кручининского комплексов [41].

Другая группа девонских и каменноугольных цирконов характеризуется слабоотрицательными и положительными значениями $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -7.4 до $+6.9$ и более молодыми (мезопротерозой—неопротерозой) возрастными $t_{\text{Hf}(C)}$ 1.46 — 0.90 млрд лет (см. рис. 6; Прилож. 1: табл. S2). Изотопный состав Hf в этих цирконах предполагает происхождение пород без значительного участия раннедевонской коры в источниках первичных расплавов. Таким образом, этот источник не может находиться в пределах окраины Сибирского кратона. Следовательно, данными источниками могут быть островные дуги Монголо-Охотского океана, либо комплексы Амурского супертеррейна. Имеющиеся палеомагнитные данные указывают на большое расстояние в палеозое между Сибирским кратоном и континентальными массивами объединяемыми в Амурский супертеррейн, что исключает одновременное поступление обломочного материала со стороны Сибирского кратона и Амурского супертеррейна в палеозое [51—53, 57, 72, 78, 79, 81]. Следовательно, островные дуги Монголо-Охотского океана можно рассматривать в качестве основных источников девонских и каменноугольных цирконов со значениями $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -7.4 до $+6.9$ и мезопротерозойскими/неопротерозойскими Hf-модельными возрастными. В настоящее время доказательства наличия девонских и каменноугольных островных дуг в восточной части Монголо-Охотского пояса отсутствуют. Однако не исключено, что тоналиты с возрастом 392 ± 18 млн лет являются примером таких дуг [67].

Таким образом, наши данные позволяют предположить, что обломочный материал для метаосадочных пород Галамского террейна поступал преимущественно со стороны юго-восточной (в современных координатах) окраины Сибирского кратона, а также из островных дуг Монголо-Охотского океана.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

На основе структурных исследований Б.А. Натальин и Л.И. Попеко [32] показали, что Галамский террейн является мезозойским аккреционным комплексом Сибирского кратона, что объясняет тесную пространственную ассоциацию пород разного происхождения (кремни, известняки, базальты, песчаники).

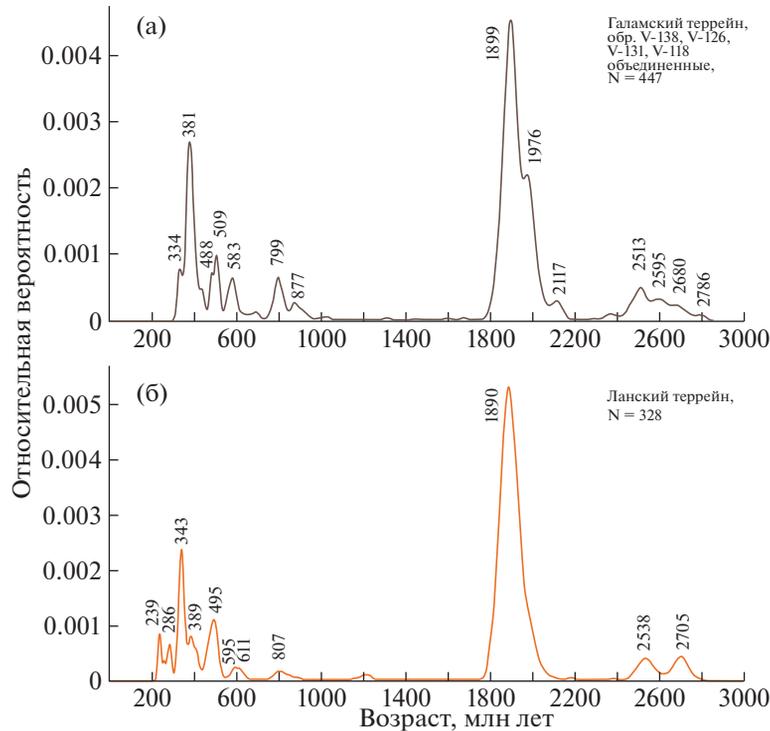


Рис. 7. Кривые относительной вероятности U–Pb определения возраста детритовых цирконов из метаосадочных пород Галамского террейна (а) в сравнении с определениями возраста цирконов из пород Ланского террейна (б) (по полученным данным с использованием данных [21]).

Исходя из полученных нами U–Pb геохронологических и Lu–Hf-изотопно-геохимических данных для детритовых цирконов следует, что основные источники обломочного материала для метаосадочных пород Галамского террейна располагались на юго-восточной окраине Сибирского кратона. Существенно в меньшей степени происходило накопление геологического материала, привнесенного островными дугами Монголо-Охотского палеоокеана. Наши данные дополнительно подтверждают, что Галамский террейн является аккреционным комплексом (или его частью), сформированным во фронтальной части юго-восточной окраины Сибирского кратона.

При определении возраста формирования Галамского аккреционного комплекса принимается во внимание следующие условия [12, 30, 38–40]:

- Галамский террейн состоит в основном из силурийских, девонских, раннекаменноугольных толщ;
- пермские осадочные комплексы развиты слабо, и возможно относятся к более поздней эволюции Монголо-Охотского океана;
- вдоль южной и юго-восточной окраин Сибирского кратона развиты гранитоиды и вулканические породы (позднедевонского и раннекаменноугольного возраста), которые, вероятно, были связаны с субдукцией под данную окраину.

На основании этих данных мы полагаем, что Галамский аккреционный комплекс является позднепалеозойским. Однако этим мы не исключаем, что вдоль южной окраины Сибирского кратона были и более молодые аккреционные комплексы. В частности, мезозойским аккреционным комплексом является Ланский террейн, который состоит из позднепалеозойских и ранне-мезозойских образований [21] (см. рис. 1). Графики кривых относительной вероятности возрастов цирконов из метаосадочных пород Ланского и Галамского террейнов, а также изотопный состав Hf этих цирконов сближаются (рис. 7, а, б; рис. 8). Однако в метаосадочных породах Ланского террейна установлены более молодые цирконы, чем в Галамском террейне. Таким образом, результаты анализа изотопного состава цирконов могут свидетельствовать о существовании палеозойских и мезозойских зон субдукции, направленных под южную и юго-восточную окраины Сибирского кратона (в современных координатах).

Мы не можем обойти вниманием то, что модель А.И. Ханчука [15, 51], основанная на предположении о том, что Галамский террейн является смещенным фрагментом Охотско-Корякского орогенного пояса, реконструирует геологические процессы с высокой степенью достоверности, но данная модель, на первый взгляд, находится в

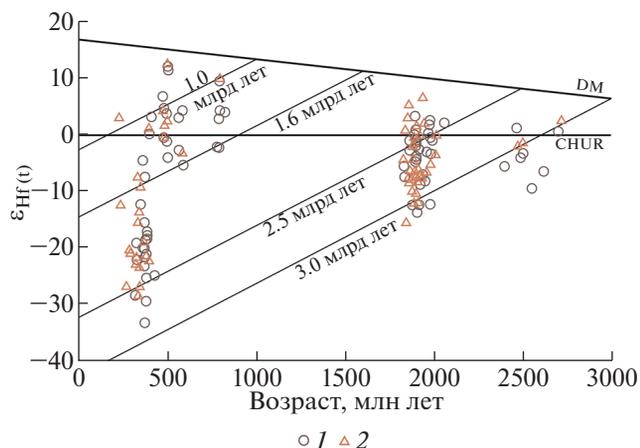


Рис. 8. Диаграмма $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ – возраст (млн лет) для цирконов из метаосадочных пород Галамского террейна (а) в сравнении с определениями возраста цирконов из пород Ланского террейна (б) (по данным [21]). 1–2 – террейны: 1 – Галамский, 2 – Ланский

противоречии с результатами наших исследований. Однако мы считаем важным подчеркнуть, что объектами исследований А.И. Ханчука являлись кембрийские комплексы, тогда как объектами данного исследования – силурийские, девонские и каменноугольные (?) метаосадочные комплексы. В этой связи можно предположить, что кембрийские и более молодые комплексы имеют разную тектоническую природу и представляют собой различные тектонические пластины, совмещенные в современной структуре Галамского террейна.

ВЫВОДЫ

Полученные данные и результаты проведенных исследований привели нас к следующим выводам:

1. В изученных ир-галамской, оннетокской и акриндинской толщах возраст границы осадконакопления на основе U–Pb датирования обломочных цирконов оказался моложе возраста, установленного на основе ископаемой фауны.

2. Детритовые цирконы в метаосадочных породах Галамского террейна содержат большое количество архейских и палеопротерозойских цирконов. Кроме того, большинство цирконов, независимо от возраста, имеют преимущественно отрицательные значения $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -30.0 до -10.0 и величины Hf-модельных возрастов $t_{\text{Hf}(C)} > 2.2$ млрд лет. Эти данные позволяют предположить, что основные источники обломочного материала для метаосадочных пород Галамского террейна располагались на юго-восточной окраине Сибирского кратона.

3. Поступление девонских и каменноугольных обломочных цирконов со слабо отрицательными

и положительными значениями $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -7.4 до $+6.9$ и более молодыми значениями модельных возрастов $t_{\text{Hf}(C)} = 1.46-0.90$ млрд лет происходило за счет разрушения островных дуг в Монголо-Охотском океане.

4. Галамский террейн является палеозойским аккреционным комплексом (или его частью) юго-восточной окраины Сибирского кратона.

Благодарности. Авторы благодарят Е.Н. Воропаеву (ИГиП ДВО РАН, г. Благовещенск, Россия), О.Г. Медведеву (ИГиП ДВО РАН, г. Благовещенск, Россия) за подготовку монофракций цирконов. Авторы выражают благодарность коллегам Геохронологического Центра Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, Tucson, Arizona, USA) за проведение аналитических исследований. Мы искренне признательны предпринимателю и пилоту А.Н. Лучникову (ИП Лучников А.Н., г. Благовещенск, Россия) за предоставление вертолета и осуществление полетов с авиадесантированием в труднодоступный регион исследования, от которых технически полностью зависело проведение данного исследования.

Авторы благодарны рецензентам акад. В.В. Ярмолуку (ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия) и проф., д. г-м. н. А.К. Худолею (СПбГУ – Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург, Россия) за комментарии, которые позволили улучшить статью и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за подготовку оригинала статьи.

Финансирование. Исследования выполнены 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-анартозиты Селенгино-Станового супертеррейна Южного обрамления Сибирского кратона // ДАН. 2006. Т. 407. № 4. С. 502–505.
2. Бучко И.В., Изох А.Э., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Котов А.Б., Яковлева С.З. Петрология позднеюрского ультрамафит-мафитового Веселкинского массива, юго-восточное обрамление Сибирского кратона // Петрология. 2007. Т. 15. № 3. С. 283–294.
3. Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Изох А.Э., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Позднеюрский возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитовых массивов Селенгино-Станового супертеррейна // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 12. С. 1321–1334.
4. Бучко И.В., Сорокин А.А., Изох А.Э., Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плотника Ю.В. Петрология раннемезозойского ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное об-

- рамление Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 8. С. 754–769.
5. Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Сорокин А.П., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Возраст и тектоническая позиция Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива (Селенгино-Становой супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 4. С. 3–13.
 6. Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Изох А.Э., Яковлева С.З. Триасовый этап мафитового магматизма Джугджуро-Становой супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 11. С. 1489–1500.
 7. Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.П., Плоткина Ю.В. Высокотитанистые габброиды западной части Джугджуро-Становой супертеррейна: возраст и тектоническая позиция // Геохимия. 2010. Т. 48. № 6. С. 657–660.
 8. Бучко И.В., Сорокин А.А., Котов А.Б., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Пономарчук В.А., Ларин А.М. Возраст и тектоническое положение Лукиндинского дунит-троктолит-габбро-анортозитового массива (восточная часть Селенгино-Становой супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 7. С. 889–899.
 9. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Горюховский Б.М. Возраст иликанской толщи Станового комплекса Джугджуро-Становой супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2011. Т. 438. № 3. С. 355–359.
 10. 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 усть-гилойской толщи Станового комплекса Селенгино-Становой супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2012. Т. 444. № 4. С. 402–406.
 11. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Толмачева Е.В., Wang K.L., Sung S.L. Палеопротерозойский возраст протолитов метаосадочных пород Сутамской толщи Алданского гранулитогнейсового мегакомплекса (Становой структурный шов) // ДАН. 2015. Т. 463. № 4. С. 438–442.
 12. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Wang K.L., Сальникова Е.Б. Возраст, источники и области сноса протолитов метаосадочных пород желтулакской серии (Джелтулакский структурный шов) // ДАН. 2016. Т. 468. № 4. С. 425–428.
 13. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Толмачева Е.В., Сальникова Е.Б., Wang K.L., Jahn V.M., Sung S.L. Мезозойский возраст гиллойского метаморфического комплекса зоны сочленения Селенгино-Становой и Джугджуро-Становой супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2016. Т. 468. № 5. С. 542–546.
 14. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Wang K.L., Chung S.-L. Возраст и тектоническое положение метаморфического Станового комплекса (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геотектоника. 2017. № 4. С. 3–16.
 15. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
 16. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И., Пресняков С.Л., Березная Н.Г., Толмачева Е.В., Саморукова Л.М., Сергеев С.А. Возраст станового комплекса восточной сибирей по данным ионного микронзонда (SHRIMP II) // ДАН. 2007. Т. 412. № 3. С. 365–368.
 17. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Березная Н.Г., Пресняков С.Л., Саморукова Л.М. Возраст мигматитов станового комплекса восточной сибирей по результатам датирования цирконов U–Pb методом (SHRIMP II) // ДАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 80–84.
 18. Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.
 19. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., De-Waele V., Пресняков С.Л. Позднетриасовая Катаевская вулканоплутоническая ассоциация западного Забайкалья – фрагмент активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 1. С. 30–49.
 20. Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г., Кремнитская Н.А., Махинин А.В., Опалихина Е.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-6 1 : 1 000 000 – Серия Дальневосточная. Лист N-53 (Шантарские острова). / Под ред. Г.В. Роганова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. (<http://webmapget.vsegei.ru/index.html> (Дата запроса 23.06.2021).
 21. Зайка В.А., Сорокин А.А. Возраст и источники осадочных пород Ланского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U–Pb и Lu–Hf изотопных исследований // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 36. № 3. С. 3–15. <https://doi.org/10.1134/S1819714020030070>
 22. Зайка В.А., Сорокин А.А., Сю Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Геохимические особенности и источники метаосадочных пород западной части Турурингского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 2. С. 38–58.
 23. Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандиминова Г.П. Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты верхнеундинского гранитоидного батолита (восточное Забайкалье) // Геохимия. 2003. Т. 41. № 4. С. 408–424.
 24. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Белякова Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Мезозойский возраст гранитоидов Бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2009. Т. 429. № 6. С. 779–783.

25. Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сквитина Т.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П. Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье) // Геотектоника. 2013. № 5. С. 48–60.
26. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Ковач В.П., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Сквитина Т.М., Загорная Н.Ю., Wang K.-L., Chung S.-L., Jahn В.-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 // ДАН. 2016. Т. 471. № 5. С. 571–574.
27. 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 вулканоплутонического пояса // ДАН. 2011. Т. 441. № 3. С. 363–368.
28. Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 242–260.
29. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Гранитоиды Тукурингского комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // ДАН. 2014. Т. 457. № 6. С. 692–696.
30. 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 подвижного пояса: возраст и тектоническое положение // ДАН. 2015. Т. 464. № 2. С. 194–198.
31. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Овчиникова Г.В., Саватенков В.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Васильева И.М., Сергеева Н.А., Мельников Н.Н., Wang K.-L., Chun S.-L. Гранитоиды позднестанового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): возраст, тектоническое положение и источники // Петрология. 2018. Т. 26. № 5. С. 463–485.
32. Натальин Б.А., Попеко Л.И. Палеозой Галамского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеанская геология. 1991 № 2. С. 81–89.
33. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 2001. № 16. С. 797–830.
34. Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Сорокин А.П., Сорокин А.А., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Федосеев А.М., Плоткина Ю.В. Токско-Флгоминский магматический комплекс Джугджуро-Становой складчатой области: возраст и геодинамическая обстановка формирования // ДАН. 2006. Т. 409. № 5. С. 652–657.
35. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Jahn В.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Wang K.L., Chung S.L., Lee H.Y., Толмачева Е.В. О возрасте гонжинской серии (Аргунский терреин Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U–Pb и Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов // ДАН. 2012. Т. 444. № 5. С. 519–523.
36. Серезникова А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-6 1 : 1000000. – Серия дальневосточная. – Лист N-52 (Зей). / Под ред. А.С. Вольского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. (<http://webmapget.vsegei.ru/index.html>) (Дата запросов 23.06.2021).
37. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И., Котов А.Б., Ковач В.П. Геохимия, источники и области сноса юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зей-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геохимия. 2017. Т. 55. № 2. С. 127–148.
38. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 156–170.
39. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U–Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.
40. Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 197–227.
41. Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В., Раутина Н.И., Карасев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-6 1 : 1 000 000 – Серия Алдан-Трансбайкальская. – Лист М-50. (Борзя). / Под ред. В.В. Старшенко. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. (<http://webmapget.vsegei.ru/index.html>) (Дата запроса 23.06.2021).
42. Amelin Y., Davis W.J. Geochemical test for branching decay of ¹⁷⁶Lu // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. Vol. 69. P. 465–473. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.04.028>
43. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U microprobe geochronology by the monitoring of trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol. 2004. Vol. 205. P. 15–140. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003>
44. Blichert-Toft J., Albarède F. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 148. No. 1–2. P. 243–258. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00040-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00040-X)
45. 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. Vol. 273. P. 48–57.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>
46. *Bussien D., Gombojav N., Winkler W., Quadt A.* The Mongol–Okhotsk Belt in Mongolia – An appraisal of the geodynamic development by the study of sandstone provenance and detrital zircons // *Tectonophysics*. 2011. Vol. 510. P. 132–150.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.024>
 47. *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V.* Late Paleozoic–Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150-million-year history of the Mongolia–Okhotsk ocean // *J. Asian Earth Sci.* 2013. Vol. 62. P. 79–97.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.07.023>
 48. *Gehrels G.E., Valencia V., Ruiz J.* Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U–Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. Vol. 9. P. 1–13.
<https://doi.org/10.1029/2007GC001805>
 49. *Hara H., Kurihara T., Tsukada K., Kon Y., Uchino T., Suzuki T., Takeuchi M., Nakane Y., Nuramkhaan M., Chuluun Minjin.* Provenance and origins of a Late Paleozoic accretionary complex within the Khangai–Khentei belt in the Central Asian orogenic belt, Central Mongolia // *J. Asian Earth Sci.* 2013. Vol. 75. P. 141–157.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.07.019>
 50. *Kelty T.K., Yin A., Dash B., Gehrels George E., Ribeiro Angela E.* Detrital-zircon geochronology of Paleozoic sedimentary rocks in the Hangay–Hentey Basin, North-Central Mongolia: Implications for the tectonic evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean in Central Asia // *Tectonophysics*. 2008. Vol. 451. P. 290–311.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.052>
 51. *Khanchuk A.I., Didenko A.N., Popoko L.I., Sorokin A.A., Shevchenko B.F.* Structure and evolution of the Mongol–Okhotsk orogenic belt. The Central Asian orogenic belt geology. – In: *Evolution, Tectonics, and Models.* / Ed. by Kröner A. Borntreager, (Sci. Publ., Stuttgart, Germany 2015). P. 211–234.
 52. *Kravchinsky V.A., Cogné J.-P., Harbert W.P., Kuzmin M.I.* Evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol–Okhotsk suture zone, Siberia // *Geophys. J. Int.* 2002a. Vol. 148. P. 34–57.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2002.01557.x>
 53. *Kravchinsky V.A., Sorokin A.A., Courtillot V.* Paleomagnetism of Paleozoic and Mesozoic sediments from the southern margin of Mongol–Okhotsk ocean, Far Eastern Russia // *J. Geophys. Res. Atmospheres*. 2002b. Vol. 107. P. 1–22.
<https://doi.org/10.1029/2001JB000672>
 54. *Liu H., Li Y., He H., Huangfu P., Liu Y.* Two-phase southward subduction of the Mongol–Okhotsk oceanic plate constrained by Permian–Jurassic granitoids in the Erguna and Xing’an massifs (NE China) // *Lithos*. 2018. Vol. 304–307. P. 347–361.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.016>
 55. *Ludwig K.R.* User’s Manual for a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, (Berkeley Geochron. Center Spec. Publ., UK, 2008). P. 1–75. https://drive.google.com/file/d/15UcAyMSrm5EWRbia2_nYMmo-Ha7fvSjC_/view (Accessed December 24, 2020).
 56. *Mattinson J.M.* Analysis of the relative decay constants of ^{235}U and ^{238}U by multi-step CA-TIMS measurements of closed-system natural zircon samples // *Chem. Geol.* 2010. Vol. 275. P. 186–198.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.05.007>
 57. *Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Y., Winkler M.T.* Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Research*. 2010. Vol. 18. P. 400–419.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.12.008>
 58. *Miao L., Zhang F., Zhu M., Liu D.* Zircon SHRIMP U–Pb dating of metamorphic complexes in the conjunction of the Greater and Lesser Xing’an ranges, NE China: Timing of formation and metamorphism and tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2015. Vol. 114. P. 634–648.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.09.035>
 59. *Natal’in B.A.* History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // *Island Arc*. 1993. Vol. 2. P. 15–34.
 60. *Paces J.B. and Miller J.D.* Precise U–Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 1993. Vol. 98. P. 13997–14013.
<https://doi.org/10.1029/93JB01159>
 61. *Rubatto D.* Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.* 2002. Vol. 184. P. 123–138.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2)
 62. *Ruppen D., Knaf A., Bussien D., Winkler W., Chimedtseren A., Albrecht von Quadt.* Restoring the Silurian to Carboniferous northern active continental margin of the Mongol–Okhotsk Ocean in Mongolia: Hangay–Hentey accretionary wedge and seamount collision // *Gondwana Research*. 2014. Vol. 25. P. 1517–1534.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.05.022>
 63. *Scherer E., Münker C., Mezger K.* Calibration of the Lutetium–Hafnium clock // *Science*. 2001. Vol. 293. P. 683–687.
<https://doi.org/10.1126/science.1061372>
 64. *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. Vol. 219. P. 311–324.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00012-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00012-3)
 65. *Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Xu W.L., Kovach V.P., Yang H., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Plotkina Yu.V.* Ages and nature of the protolith of the Tulovchikha metamorphic complex in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt, Russia: Evidence from U–Th–Pb, Lu–Hf, Sm–Nd, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data // *Lithos*. 2019. Vol. 332–333. P. 340–354.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.001>
 66. *Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W., Yang H.* Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments

- along the Dzhagdy Transect // *Gondwana Res.* 2020. Vol. 81. P. 58–78.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.11.009>
67. *Sorokin A.A., Zaika V.A.* Timing of formation and geodynamic setting of Paleozoic granitoids in the eastern Mongol-Okhotsk Belt: Constraints from geochemical, U–Pb and Hf isotope data // *Lithos.* 2021. Vol. 388–389. P. 106086.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106086>
 68. *Spencer C.J., Kirkland C.L., Taylor R.J.M.* Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U–Pb zircon geochronology // *Geosci. Frontiers.* 2016. Vol. 7. P. 581–589.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.11.006>
 69. *Sun D.Y., Gou J., Wang T.H., Ren Y.S., Liu Y.J., Guo H.Y., Liu X.M., Hu Z.C.* Geochronological and geochemical constraints on the Erguna massif basement, NE China – subduction history of the Mongol–Okhotsk oceanic crust // *Int. Geol. Rev.* 2013. Vol. 55. P. 1801–1816.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2013.804664>
 70. *Tang J., Xu W.L., Wang F., Zhao S., Wang W.* Mesozoic southward subduction history of the Mongol–Okhotsk oceanic plate: evidence from geochronology and geochemistry of Early Mesozoic intrusive rocks in the Erguna massif, NE China // *Gondwana Research.* 2016. Vol. 31. P. 218–240.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.12.010>
 71. *Tomurtogoo O., Windley B.F., Kröner A., Badarch G., Liu D.Y.* Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: Constraints on the evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean, suture and orogeny // *J. Geol. Soc. London.* 2005. Vol. 162. Is. 1. P. 125–134.
<https://doi.org/10.1144/0016-764903-146>
 72. *Van der Voo R., van Hinsbergen D.J., Domeier M., Spakman W., Torsvik T.H.* Latest Jurassic–earliest Cretaceous closure of the Mongol–Okhotsk Ocean: A paleomagnetic and seismological–tomographic analysis. – In: *Late Jurassic Margin of Laurasia – A Record of Faulting, Accommodating, Plate Rotation.* / Ed. by T.H. Anderson, A.N. Didenko, C.L. Johnson, A.I. Khanchuk, J.H. MacDonald (Jr.). – GSA Spec. Pap. 2015. Vol. 513. P. 589–606.
 73. *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. Vol. 60. P. 3717–3723.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00201-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00201-3)
 74. *Wang T., Tong Y., Zhang L., Li S., Huang H., Jianjun Zhang J., Guo L., Yang Q., Hong D., Donskaya T., Gladkochub D., Tserendash N.* Phanerozoic granitoids in the central and eastern parts of Central Asia and their tectonic significance // *J. Asian Earth Sci.* 2017. Vol. 145. P. 368–392.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.06.029>
 75. *Wang W., Tang J., Xu W.L., Wang F.* Geochronology and geochemistry of Early Jurassic volcanic rocks in the Erguna Massif, northeast China: Petrogenesis and implications for the tectonic evolution of the Mongol–Okhotsk suture belt // *Lithos.* 2015. Vol. 218–219. P. 73–86.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.012>
 76. *Williams I.S.* Response of detrital zircon and monazite, and their U–Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma complex, Southeastern Australia // *Australian J. Earth Sci.* 2001. Vol. 48. P. 557–580.
<https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00883.x>
 77. *Wu G., Chen Y.C., Chen Y.J., Zeng Q.T.* Zircon U–Pb ages of the metamorphic supracrustal rocks of the Xinghuadukou Group and granitic complexes in the Argun massif of the northern Great Hinggan Range, NE China, and their tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2012. Vol. 49. P. 214–233.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.11.023>
 78. *Wu L., Kravchinsky V.A., Potter D.K.* Absolute reconstruction of the closing of the Mongol–Okhotsk Ocean in the Mesozoic elucidates the genesis of the slab geometry underneath Eurasia // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2017. Vol. 122. Is. 7. P. 4831–4851.
<https://doi.org/10.1002/2017JB014261>
 79. *Wu L., Kravchinsky V.A., Potter D.K.* Apparent polar wander paths of the major Chinese blocks since the Late Paleozoic: toward restoring the amalgamation history of east Eurasia // *Earth Sci. Rev.* 2017. Vol. 171. P. 492–519.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.016>
 80. *Xu M.J., Xu W.L., Wang F., Gao F.H.* Age, association and provenance of the “Neoproterozoic” Fengshuigouhe Group in the northwestern Lesser Xing’an Range, NE China: Constraints from zircon U–Pb geochronology // *J. Earth Sci.* 2012. Vol. 23. P. 786–801.
<https://doi.org/10.1007/s12583-012-0291-0>
 81. *Zhao P., Chen Y., Xu B., Faure M., Shi G., Choulet F.* Did the Paleo-Asian Ocean between North China Block and Mongolia Block exist during the late Paleozoic? First paleomagnetic evidence from central-eastern Inner Mongolia, China // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2013. Vol. 118. Iss. 5. P. 1873–1894.
<https://doi.org/10.1002/jgrb.50198>
 82. *Zhao P., Xu B., Jahn B.* The Mongol–Okhotsk Ocean subduction-related Permian peraluminous granites in northeastern Mongolia: Constraints from zircon U–Pb ages, whole-rock elemental and Sr–Nd–Hf isotopic compositions // *J. Asian Earth Sci.* 2017. Vol. 144. P. 225–242.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.03.022>
 83. *Zhou J.B. and Wilde S.A.* The crustal accretion history and tectonic evolution of the NE China segment of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research.* 2013. Vol. 23. P. 1356–1377.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.012>
 84. *Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z., Ren S.M., Zheng C.Q.* Early Paleozoic metamorphic rocks of the Erguna block in the Great Xing’an Range, NE China: Evidence for the timing of magmatic and metamorphic events and their tectonic implications // *Tectonophysics.* 2011. Vol. 499. P. 105–117.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.12.009>
 85. *Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.* Geology of the USSR: A plate tectonic synthesis // *AGU Bull. Ser.: Geodynam.* 1990. Vol. 21. P. 1–242.
 86. International Chronostratigraphic Chart (2018), <https://stratigraphy.org/chart> (Accessed December 20, 2020).
 87. <https://www.sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/> (Accessed August 21, 2021).

**Age and Sources of the Galam Terrane Metasedimentary Rocks
in the Mongol–Okhotsk Fold Belt:
Results from U–Pb Ages and Lu–Hf Isotope Data from Detrital Zircons**

V. A. Zaika^{a,*}, A. A. Sorokin^a

*^aInstitute of Geology and Nature Management, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences,
675000 Blagoveshchensk, Russia*

**e-mail: zaika_v_a_88@mail.ru*

The Mongol–Okhotsk Belt is one of the major structural elements of East Asia. In research we present U–Pb age and Hf isotope data for detrital zircons from metasedimentary rocks of the Galam Terrane. Our new data indicate that these samples contain a significant amount of Archean and Paleoproterozoic zircons. The data obtained confirm that these rocks contain a significant amount of Archean and Paleoproterozoic zircons – most grains, regardless of age, have negative $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values from -30.0 to -10.0 and model age $t_{\text{Hf}(C)} > 2.2$ Ga. The main sources of clastic material for the metasedimentary rocks of the Galam Terrane were igneous and metamorphic complexes of the southeastern margin of the Siberian Craton. Some of the Devonian and Carboniferous zircons have slightly negative and positive $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values of -7.4 to $+6.9$ and younger $t_{\text{Hf}(C)}$ ages of 1.46 – 0.90 Ga. These zircons were derived from eroded island arcs in the Mongol–Okhotsk Paleo-Ocean. Our results suggest that the Galam Terrane is the Paleozoic accretionary complex of the Siberian Craton.

Keywords: Detrital zircon, U–Pb and Hf isotopic data, Provenance, Mongol–Okhotsk Ocean, Galam Terrane