

**ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ХАБАРОВСКОГО, САМАРКИНСКОГО И
ЖУРАВЛЕВСКО-АМУРСКОГО ТЕРРЕЙНОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО
ОРОГЕННОГО ПОЯСА: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

**А.Н. Диденко^{1,3}, Ш. Ото², А.В. Кудымов¹, А.Ю. Песков¹, М.В. Архипов¹, Ю. Мияке²,
М. Нагата²**

¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;

e-mail: alexei_didenko@mail.ru

²Высшая школа науки и техники Университета г. Тояма, Япония (Graduate School of Science and Engineering, University of Toyama, Japan)

³ФГБОУВО Тихоокеанский государственный университет, ул. Тихоокеанская 136, г. Хабаровск, 680035

Поступила в редакцию 15 июля 2019 г.

Проведено геохронологическое изучение детритовых цирконов 20-ти проб из осадочных толщ Хабаровского, Самаркинского и Журавлевско-Амурского террейнов северной части Сихотэ-Алиньского орогенного пояса. Установлено: 1) изотопный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст самых молодых популяций детритовых цирконов двух проб из осадочных пород горинской (K_1b) и пионерской ($\text{K}_1\text{b-v}$) свит, а также одной пробы из светлореченской толщи (J_3t) оказался существенно моложе верхнего ограничения принятого стратиграфического возраста этих же пород; 2) накопление осадочных пород, выполняющих матрикс аккреционных призм Хабаровско-Воронежской тектоно-стратиграфической зоны Хабаровского террейна и турбидитов синдвигового бассейна Горинской тектоно-стратиграфической зоны Журавлевско-Амурского террейна, шло в сфере влияния источников, расположенных в пределах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Накопление осадочных пород, выполняющих турбидитовый матрикс аккреционных призм Анойской тектоно-стратиграфической зоны Самаркинского террейна и турбидитов синдвигового бассейна Коппи-Лужкинской тектоно-стратиграфической зоны Журавлевско-Амурского террейна, шло в сфере влияния источников, расположенных в пределах Северо-Китайского кратона.

Ключевые слова: детритовые цирконы, геохронология, Хабаровский, Самарский, Журавлевско-Амурский террейны, Сихотэ-Алинь, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Вероятно, Л.М. Парфенов и Б.А. Натальин были первыми [27], кто отошел от существовавших в России до 80-х годов прошлого века представлениях о развитии и строении Тихоокеанской окраины Азии как геосинклинальной системы с чередованием антиклинорных и синклинорных структур, сложенных многочисленными последовательно залегающими свитами вулканогенно-кремнисто-терригенного состава. Эти исследователи в вышеуказанной и других работах [28–30] предложили рассматривать мезозойды северо-восточной континентальной окраины Евразии как отражение ее последовательной эволюции от пассивной через островодужную до активной андийского типа.

В конце 80-х–начале 90-х годов прошлого столетия для ряда геологических структур северо-восточной окраины Евразии были получены геолого-структурные и биостратиграфические доказательства их аккреционной (террейновой) природы [10], в том числе и для ее Сихотэ-Алиньской части [24, 31, 36 и др.]. Впервые в России ряд аккреционных комплексов Сихотэ-Алиня был определен как террейны аккреционных призм зон субдукции, в которых омоложение тектоно-стратиграфических единиц вниз по разрезу соответствует первичному разрезу аккреционной призм, а не является результатом постааккреционного развития надвигов и шарьяжей [3, 13, 24, 36 и др.].

Согласно общепринятой на сегодня тектонической модели строения Сихотэ-Алиня [3, 4, 15, 32, 37,

55, 56 и др.], в его пределах выделяются 9 террейнов, выполненных в основном: 1) фрагментами юрских аккреционных призм (Баджалский, Наданьхада-Бикинский, Самаркинский, Хабаровский) и турбидитами приконтинентального бассейна (Ульбанский); 2) фрагментами раннемеловых аккреционных призм (Киселевско-Маноминский, Таухинский) и островодужной системы (Кемский), турбидитами синдвигового бассейна (Журавлевско-Амурский). Возраст этих сложнодислоцированных, аккретированных к континентальной окраине комплексов основан, в значительной степени, на биостратиграфических, в том числе и на радиоляриевых, данных и определяется некоторыми исследователями неоднозначно [например, 11, 16].

В настоящее время для датирования осадочных толщ активно применяется метод U-Pb определения возраста зерен цирконов ($ZrSiO_4$), основанный на измерениях продуктов распада параллельных радиовой ($^{238}U \rightarrow ^{206}Pb$) и актиниевой ($^{235}U \rightarrow ^{207}Pb$) серий [48 и многие другие]. Циркон является одним из лучших минералов для определения времени его кристаллизации из магмы или метаморфических флюидов по следующим причинам: 1) в момент своего образования содержит уран, но практически не содержит свинца; 2) имеет высокую температуру закрытия $\sim 900^\circ C$ [42]; 3) обладает высокой стабильностью по отношению к процессам выветривания на земной поверхности и вторичным изменениям при низко- и среднетемпературном метаморфизме. Самый молодой возраст детритовых цирконов в образце осадочной породы интерпретируется как возраст самой молодой магматической активности в области осадения, с одной стороны, и, с другой, – принимается за нижнее ограничение возраста самой осадочной формации [47, 48 и др.]. Кроме того, гистограммы распределения возрастов цирконов и рассчитанные по ним вероятностные плотности распределений служат для определения источников сноса детритового материала и разделения самих осадочных формаций [41, 47, 48 и др.].

Для получения новых данных о геохронологии осадочных формаций Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и возможного ответа на дискуссионные вопросы об их возрасте, а также их дифференциации на основе определения источников сноса терригенного материала Институтом тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН (Россия) и Университетом г. Тояма (Япония) была разработана программа на 2018–2020 годы по геохронологическому изучению детритовых цирконов из осадочных пород региона. Первые опубликованные результаты нашего изучения геохронологии детритовых цирконов Сихотэ-Алиня касались осадочных пород северной части Киселев-

ско-Маноминского (силасинская свита) и южной части Кемского (кемская свита) террейнов [2, 8].

К настоящему времени по «профилю» Хабаровск–Комсомольск-на-Амуре–Лидога–Ванино нами было отобрано более 40 проб из осадочных пород для геохронологического изучения детритовых цирконов, по 20-ти из которых к настоящему времени были получены валидные данные. Пробы были отобраны из осадочных пород 3-х террейнов (рис. 1). Основной задачей настоящей работы является представление и анализ этих данных, определение возможных источников детритовых цирконов на континентальной окраине Евразии.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД

Структурно-тектонический план изученной части Сихотэ-Алиньского орогена формируют 5 из указанных выше 9 террейнов (рис. 1) – это Хабаровский и Самаркинский (фрагменты юрских аккреционных призм), Журавлевско-Амурский (турбидиты раннемелового синдвигового бассейна), Киселевско-Маноминский (фрагменты раннемеловой аккреционной призм) и Кемский (фрагменты раннемеловой островодужной системы) [3 и др.]. Здесь мы анализируем данные по геохронологии детритовых цирконов, отобранных в пределах 4-х тектоно-стратиграфических зон* (далее зон): Хабаровско-Воронежской Хабаровского террейна, Горинской Журавлевско-Амурского террейна, Анюйской Самаркинского террейна и Коппи-Лужкинской Журавлевско-Амурского террейна.

Хабаровско-Воронежская зона Хабаровского террейна соответствует Хабаровско-Воронежскому комплексу [23], Горинская зона – Горинской структурно-формационной подзоне Баджало-Горинской структурно-формационной зоны [12], Анюйская зона – Анюйской структурно-формационной подзоне Центрально-Сихотэ-Алиньской структурно-формационной зоны [5, 7], Коппи-Лужкинская – одноименной зоне Восточно-Сихотэ-Алиньского прогиба [19].

Краткое геологическое описание с указанием мест и принятого к настоящему времени возраста

*Применяя этот термин, мы руководствуемся тремя соображениями: 1) согласно основам террейнового анализа, террейн может подразделяться на субтеррейны и/или на тектоно-стратиграфические комплексы/единицы [например, 3]; 2) в отечественной геологии, особенно при проведении геолого-съёмочных работ, до сих пор [например, 5, 6, 7, 12 и др.] соседствующие блоки, резко различающиеся по составу и происхождению, выделяются в качестве структурно-формационных/структурно-фациальных зон; 3) в зарубежной литературе достаточно часто используется термин «tectonostratigraphic zone». Полагаем, что применение термина «тектоно-стратиграфическая зона» будет уместным.

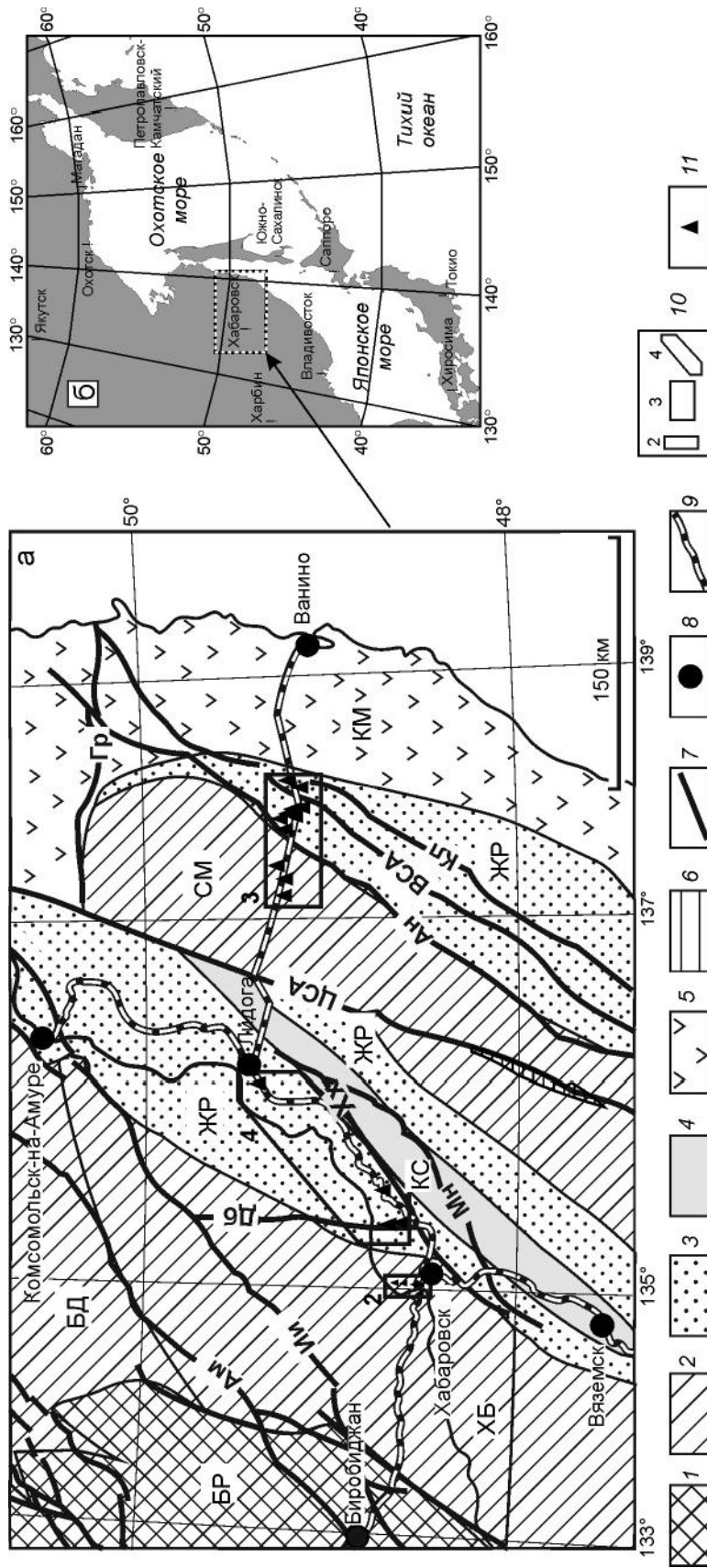


Рис. 1. Тектоническая схема террейнов района исследований (а) (по [3, 55], с дополнениями) и фрагмент обзорной мелкомасштабной карты региона (б).
 1 – раннепалеозойский континентальный блок (БР – Буренский); 2–5 – тектоно-стратиграфические террейны, преимущественно выполненные: 2 – фрагментами юрских аккреционных призм (БД – Балджальский, СМ – Самаркинский, ХБ – Хабаровский), 3 – турбидитами раннемелового приконтинентального синдегенного бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский), 4 – фрагментами готерив-альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский), 5 – фрагментами готерив-альбской островной дуги (КМ – Кемский); 6 – метаморфические образования Хорского клина; 7 – основные разломы, в том числе: Ам – Амгульский, Ии – Итуль-Илань (Харпийский), Дб – Дабандинский, Хх – Хехицкий, Мн – Маноминский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алиньский, Ан – Анхойский, ВСА – Восточно-Сихотэ-Алиньский (Боленку-Пухийский), Кл – Колумбинский, Гр – Гурский; 8 – города; 9 – автомобильные дороги; 10 – участки детальных исследований, номера которых соответствуют номерам рис. 2 (1 – Хабаровско-Воронезская тектоно-стратиграфическая зона, 3 (Ш – Самаркинская и IV – Колпи-Лужинская тектоно-стратиграфические зоны), 4 (П – Горинская тектоно-стратиграфическая зона); 11 – точки отбора геохронологических проб (координаты указаны в табл.).

отобранных пород будет дано только 4-х вышеуказанных зон.

Хабаровский террейн на западе и юге граничит с Бурей-Ханкайским орогенным поясом, на севере с Баджальским террейном, также выполненным фрагментами юрской аккреционной призмы Сихотэ-Алиня (рис. 1). На востоке Хабаровский террейн, по данным и в интерпретации: 1) Б.А. Натальина [24], граничит с Амурским комплексом, выполненным нижнемеловыми-сеноманскими терригенными породами с широким спектром турбидитов; 2) А.И. Ханчука с соавторами [3, 38], – с Горинской зоной Журавлевско-Амурского террейна, представляющего собой гигантскую Z-образную с вертикальным шарниром складку и выполненного турбидитами раннемелового синдвигового бассейна.

Хабаровский террейн аккреционной призмы в районе исследований (Хабаровско-Воронежская тектоно-стратиграфическая зона) представляет собой субдукционный меланж, представленный разновеликими обломками кремней триасового и юрского возраста, основных вулканитов и габброидов, позднекаменноугольных, пермских и поздне триасовых известняков, метаморфических сланцев и метапесчаников, а также песчаников и алевролитов титон-валанжинского возраста [23, 24]. Находятся эти тела в интенсивно рассланцованном матриксе, образованном как по слоистым песчано-аргиллитовым породам, так и по тонкообломочной олистостроме. В матриксе найдены радиолярии конца раннего готерива–раннего баррема [22]. Согласно [23, 24], хабаровский комплекс отвечает внутренней, наиболее глубинной зоне субдукции. Пластическое течение терригенного материала здесь, увлекаемого субдуктирующей плитой, приводило к разобщению и перемешиванию компетентных литифицированных пород как наиболее погруженных частей плиты, так и пород, слагающих нависающую плиту. По имевшимся на начало 21 века данным о возрасте терригенных и кремнисто-глинистых пород установлено [3], «что комплекс формировался в юрское время, и, следовательно, это фрагмент юрской аккреционной призмы». Согласно [6], охарактеризованный комплекс отнесен к нерасчлененной юре хабаровской толщи.

Особенности строения толщи устанавливаются по частным разрезам (рис. 2), которые коррелировать между собой затруднительно* [6, 17]: 1) в районе завода «Дальдизель» фрагмент разреза мощностью около

380 м представлен (снизу вверх) алевролитами с будинированными прослоями песчаников и туфопесчаников (35 м), пачкой грубого переслаивания алевролитов и песчаников с редкими прослоями туфов кислого состава (215 м) и алевролитами с редкими прослоями кремнисто-глинистых и кремнистых пород (130 м); 2) в районе железнодорожного моста фрагмент разреза мощностью 400–500 м представлен переслаиванием глинистых алевролитов, туфоалевролитов, филолитовидных сланцев, кремнисто-глинистых и кремнистых пород. В алевролитах наблюдаются многочисленные обломки ниже- и верхнепермских известняков, песчаников и зеленокаменно измененных базальтов. По данным Е.К. Шевелева (устное сообщение), разрез в районе железнодорожного моста представляет собой горизонт тектоно-гравитационных микститов.

Для геохронологического изучения отобранны (рис. 2, табл.): 1) две пробы мелкозернистых песчаников пепельно-серого цвета в районе п. Воронеж, возраст которых по радиоляриям определен как поздняя юра [64]; 2) две пробы мелкозернистых серых песчаников и одна проба метапесчаника в районе железнодорожного моста, возраст которых по конодонтам и фораминиферам определен как триас и ранняя-средняя пермь, соответственно, [40].

Самаркинский террейн протягивается узкой полосой северо-северо-восточного простирания от берегов Японского моря, где перекрыт аллохтонными образованиями Окраинско-Сергеевского комплекса, до 50° с.ш. на правобережье нижнего течения р. Амур. Границами террейна в районе исследований являются региональные разломы (левые сдвиги): на северо-западе – Арсеньевский, где он граничит с Амурским комплексом, по [24], или с Горинской зоной Журавлевско-Амурского террейна по [3], на юго-востоке – Центральный Сихотэ-Алиньский, где он граничит с Коппи-Лужкинской зоной Журавлевско-Амурского террейна.

Аккреционный комплекс Самаркинского террейна в районе исследований (рис. 3) сложен интенсивно дислоцированными нижнемезозойскими отложениями с экзотическими глыбами верхнепалеозойских известняков и верхнепермских кремней [20]. Встречаются отложения карбона и нижней перми. Предполагается [3], что аркозовый терригенный матрикс, в котором выявлены остатки юрских и позднеюрских-берриасских радиолярий [13 и др.], и фрагменты океанической коры – базальты, кремни и известняки –

*При стратиграфическом расчленении разрезов аккреционных призм закон Н. Стено [35 и др.] не применим, так как в их строении «принимают участие отложения глубоководных равнин, желоба, континентального склона и шельфа, причем возраст этих отложений закономерно омолаживается по мере перемещения от верхних структурных уровней к нижним» [3].

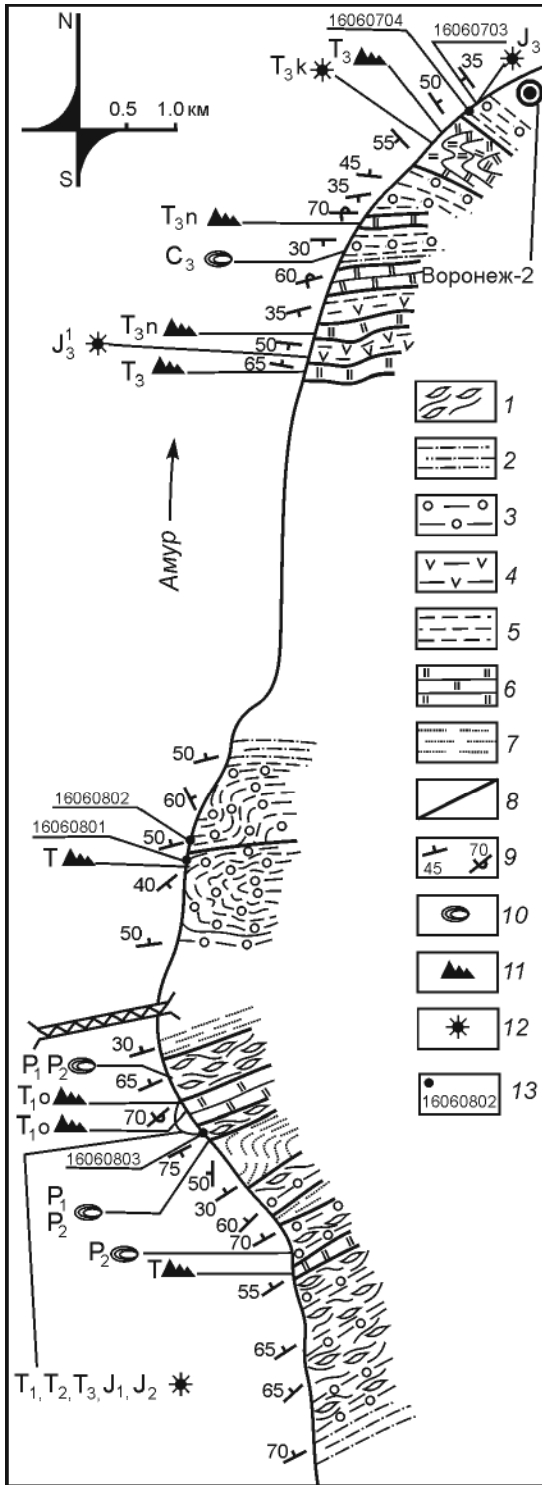


Рис. 2. Структурно-геологическая схема Хабаровско-Воронежской зоны Хабаровского террейна вблизи г. Хабаровска, по [17, 64], с дополнением и изменением.

1 – меланж; 2 – турбидиты; 3 – галечниковые аргиллиты; 4 – кислые туфы и туфовые алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – ленточные кремни; 7 – сланцы; 8 – тектонические контакты; 9 – элементы залегания пород; 10–12 – места находок микрофоссилий: 10 – фораминиферы, 11 – конодонты, 12 – радиоларии; 13 – места отбора геохронологических проб с указанием номера (табл.).

перемешивались при формировании аккреционной призмы в процессе субдукции. Аналогичная тектоническая интерпретация Самаркинского аккреционного комплекса была дана и в [26], причем в последней работе указано, что «все стратиграфические подразделения представляют собой субдукционный меланж и различаются ... степенью насыщенности включениями пород того или иного ... состава и генезиса».

Три пробы для геохронологического анализа были отобраны из песчаников светлореченской толщи Анюйской тектоно-стратиграфической зоны Самаркинского террейна (рис. 3, табл.) вдоль автодороги п. Лидога–п. Ванино. В составе толщи резко преобладают алевролиты, мелкозернистые полимиктовые песчаники, кремнистые и вулканогенные породы имеют резко подчиненное значение. За нижнюю границу светлореченской толщи принята подошва мощного горизонта алевролитов, залегающего со стратиграфическим несогласием на кремнистых, кремнисто-глинистых породах джаурской и сангинской свит [6]. На правобережье верхнего течения р. Хор в туфах основного состава из светлореченской толщи собраны бухии, указывающие на титонский возраст вмещающих отложений [33 и устное сообщение Л.Д. Третьяковой], что находится в хорошем соответствии с данными [13, 14 и др.] по возрасту терригенного матрикса в южной части Самаркинского террейна – поздняя юра-берриас.

Журавлевско-Амурский террейн занимает большую часть площади Сихотэ-Алиньского складчатого пояса. Породы террейна сложно дислоцированы, установлена [3, 38] гигантская Z-образная складка с крутым шарниром, делящая террейн на две части – восточную и западную. Восточная часть протягивается с юга Приморья до 50° с.ш. и расположена юго-восточнее Самаркинского террейна, границей между которыми является Центральный Сихотэ-Алиньский разлом. С юго-востока к восточной части Журавлевско-Амурского террейна примыкают Таухинский и Кемский террейны. Западная часть террейна располагается западнее Центрального Сихотэ-Алиньского разлома и протягивается от нижнего течения р. Уссури на юге до берегов Сахалинского залива на севере. Таким образом, в районе наших исследований Журавлевско-Амурский террейн состоит из двух зон – Горинской, расположенной между Хабаровским на западе и Киселевско-Маноминским на востоке террейнами, и Коппи-Лужкинской, расположенной между Самаркиным на западе и Кемским на востоке террейнами (рис. 1).

Из Горинской (западной) зоны Журавлевско-Амурского террейна для геохронологического изучения были отобраны 4 пробы песчаников из трех

Таблица. Список изученных проб с указанием координат отбора, стратиграфического возраста и возраста самых молодых изученных цирконов.

зона / № пробы	широта, гр.	долгота, гр.	свита/толща/комплекс	возраст стратигр.	возраст абсолют.	ссылка	кол-во изученных зерен	мин. возраст, млн лет	± 2σ	макс. возраст, млн лет	± 2σ
I. Хабаровско-Воронежская тектоно-стратиграфическая зона Хабаровского террейна											
16060703	48.60931	135.04058	хабаровский	J ₃	145–164	[63]	109/88	145.9	3.6	2462.6	63.1
16060704	48.61547	135.04631	хабаровский	J ₃	145–164	[63]	129/96	141.0	2.9	2328.3	58.0
16060801	48.55220	135.01677	хабаровский	T	201–252	[39]	122/89	256.5	8.4	2251.5	68.1
16060802	48.54915	135.01645	хабаровский	T	201–252	[39]	44/31	234.7	7.0	2493.3	29.9
16060803	48.52668	135.02184	хабаровский	P ₁₋₂	259–299	[39]	92/62	248.1	8.7	1603.4	20.5
							496/366	141.0	2.9	2493.3	29.9
II. Горинская тектоно-стратиграфическая зона Журавлевско-Амурского террейна											
16061401	49.41222	136.71099	горинская	K _{1b}	140–145	[6]	31/23	110.8	4.8	2581.7	60.9
16061402	48.72929	135.80771	пионерская	K _{1b-v}	133–145	[6]	78/64	119.4	5.5	1919.8	32.8
16061601	48.66595	135.49855	пиванская	K _{1v}	133–140	[6]	72/44	154.6	3.3	2311.8	53.4
16061603	48.66199	135.50412	пиванская	K _{1v}	133–140	[6]	126/71	147.4	3.8	2578.7	54.0
							307/202	110.8	4.8	2581.7	60.9
III. Анойская тектоно-стратиграфическая зона Самаркинского террейна											
16061208	49.24363	138.20837	светлореченская	J _{3t}	145–152	[5]	133/101	147.1	4.0	2826.4	53.4
16061301	49.25469	138.32914	светлореченская	J _{3t}	145–152	[5]	74/58	150.8	5.9	2536.8	53.4
16061303	49.29914	138.44216	светлореченская	J _{3t}	145–152	[5]	135/100	123.2	4.9	2288.3	42.8
							342/259	123.2	4.9	2826.4	53.4
IV. Коппи-Лужкинская тектоно-стратиграфическая зона Журавлевско-Амурского террейна											
16061101	49.20079	139.11375	каталевская	K _{1a}	113–125	[19]	99/68	112.6	3.8	2667.5	53.1
16061102	49.18354	139.07219	каталевская	K _{1a}	113–125	[19]	78/52	129.0	5.5	2552.7	58.2
16061104	49.15838	138.90996	каталевская	K _{1a}	113–125	[19]	61/43	122.2	6.6	2851.1	91.4
16061105	49.19526	138.88315	усть-колумбинская	K _{1g}	129–133	[19]	110/85	164.6	5.5	1956.9	100.9
16061106	49.19953	138.88053	усть-колумбинская	K _{1g}	129–133	[19]	72/42	124.9	3.3	2584.3	47.1
16061107	49.21054	138.86869	усть-колумбинская	K _{1g}	129–133	[19]	96/69	127.9	3.3	2814.8	84.6
16061108	49.25826	138.83285	усть-колумбинская	K _{1g}	129–133	[19]	64/48	138.1	3.5	2356.1	57.9
16061109a	49.26049	138.73705	журавлевская	K _{1v}	133–140	[19]	104/87	136.9	6.2	2810.9	65.3
							684/494	112.6	3.8	2851.1	91.4

Примечание: в графе «кол-во изученных зерен» в числителе указано общее количество, в знаменателе – зерна с дискордантностью изотопных ²⁰⁷Rb/²³⁵U и ²⁰⁶Rb/²³⁸U возрастов не более 10 %. Использована международная хроностратиграфическая шкала 2018 г. [51].

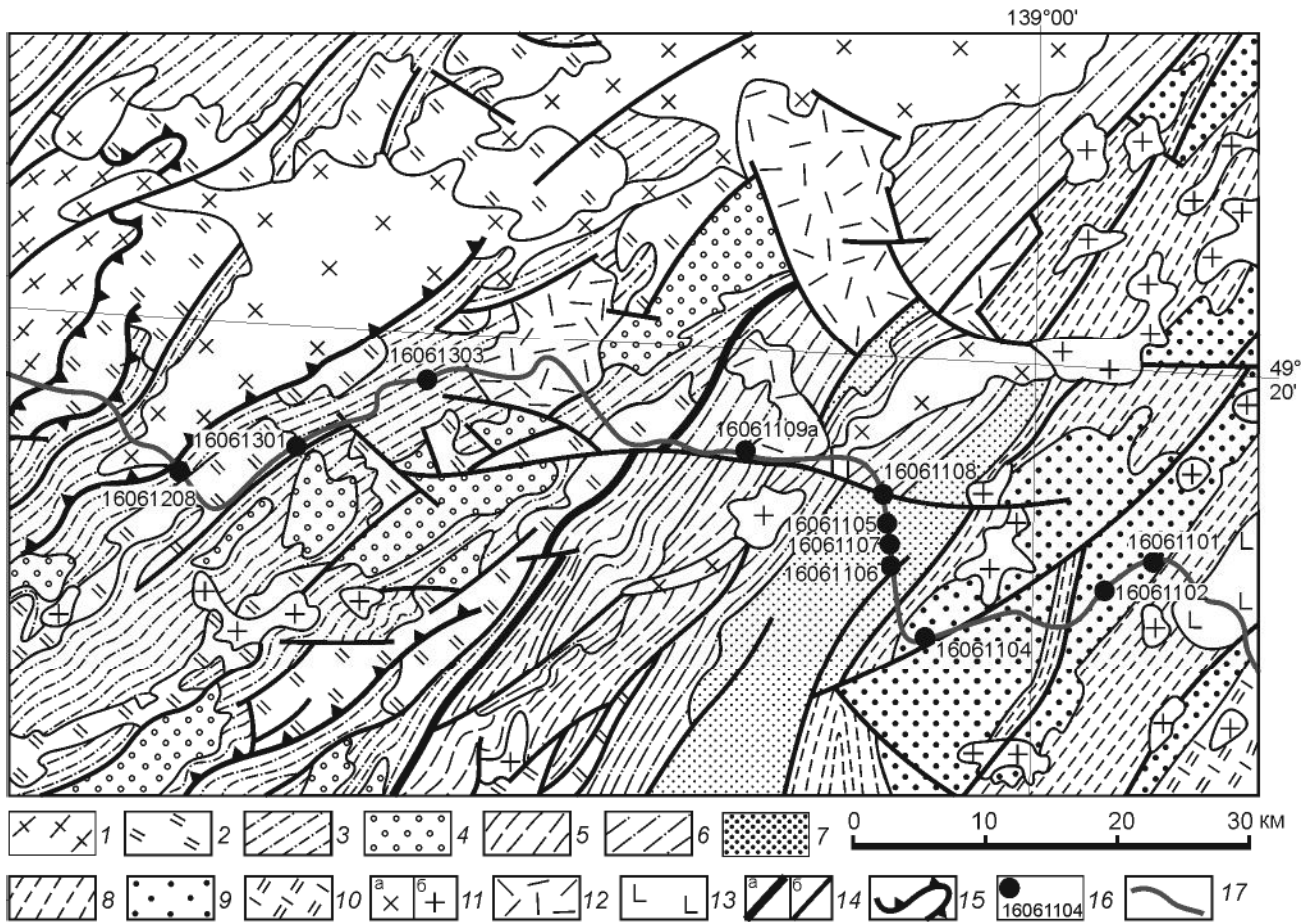


Рис. 3. Геологическая схема междуречья pp. Ануй–Бута, по [7], с изменениями.

1 – метаморфические образования Ануйского купола (K_1); 2–4 – Самаркинский террейн: 2 – вулканогенно-кремнистая джаурская свита (T_1-J_2dz), 3 – вулканогенно-кремнисто-терригенная светлореченская толща (J_2sr), 4 – валанжинская конгломерато-песчаниковая кабулинская толща (K_1kb); 5–10 – Коппи-Лужкинская зона Журавлевско-Амурского террейна: 5 – аргиллито-алевролитовая журавлевская свита (K_1zr), 6 – песчаниково-алевролитовая ключевская свита (K_1kl), 7 – песчаниковая усть-колумбинская свита (K_1ukl), 8 – алевролитовая приманкинская свита (K_1pm), 9 – песчаниковая каталевская свита (K_1kt), 10 – алевролитовая дивнинская свита (K_1dv); 11 – интрузивные образования: а – гранитоиды Хунгарийского комплекса (K_1), б – нерасчлененные (K_2-P_1); 12 – вулканогенные образования (K_2-P_1); 13 – кайнозойские базальтоиды; 14 – разрывные нарушения: а – главные, б – второстепенные; 15 – надвиги; 16 – места отбора геохронологических проб с указанием номера (табл.), 17 – участок дороги п. Лидога–п. Ванино.

свит – собственно горинской, пионерской и пиванской – вдоль автодороги г. Хабаровск–п. Лидога (рис. 4, табл.).

Горинская свита имеет преимущественно песчаниковый состав и содержит прослои алевролитов, линзы гравелитов, конгломератов, седиментационных брекчий. Свита была выделена Е.Б. Бельтеневым в 1956 г. в нижнем течении р. Горин. Нижняя и верхняя части свиты характеризуются резким преобладанием песчаников, средняя – представляет собой чередование пачек ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников. По фауне бухий и растительным остаткам возраст отложений горинской свиты определен в интервале поздняя юра–ранний мел [1]. Однако согласно [6], образования горинской свиты имеют берриасский возраст.

Пионерская свита мощностью 1980–2100 м согласно перекрывает отложения горинской свиты. Она сложена в основном алевролитами, среди которых отмечаются массивные и слоистые разновидности (горизонтальнослоистые, линзовиднослоистые, косослоистые и др.). Кроме этого, рассматриваемые отложения содержат пласты мелкозернистых песчаников, пачки ритмичного переслаивания алевролитов, песчаников и гравелитов. Нижняя часть свиты сложена тонкослоистыми алевролитами, содержащими пласты мелкозернистых песчаников и пачки ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников, верхняя – более однородна и сложена преимущественно алевролитами как массивными, так и слоистыми. Возраст пионерской свиты установлен по многочисленным находкам остатков бухий бер-

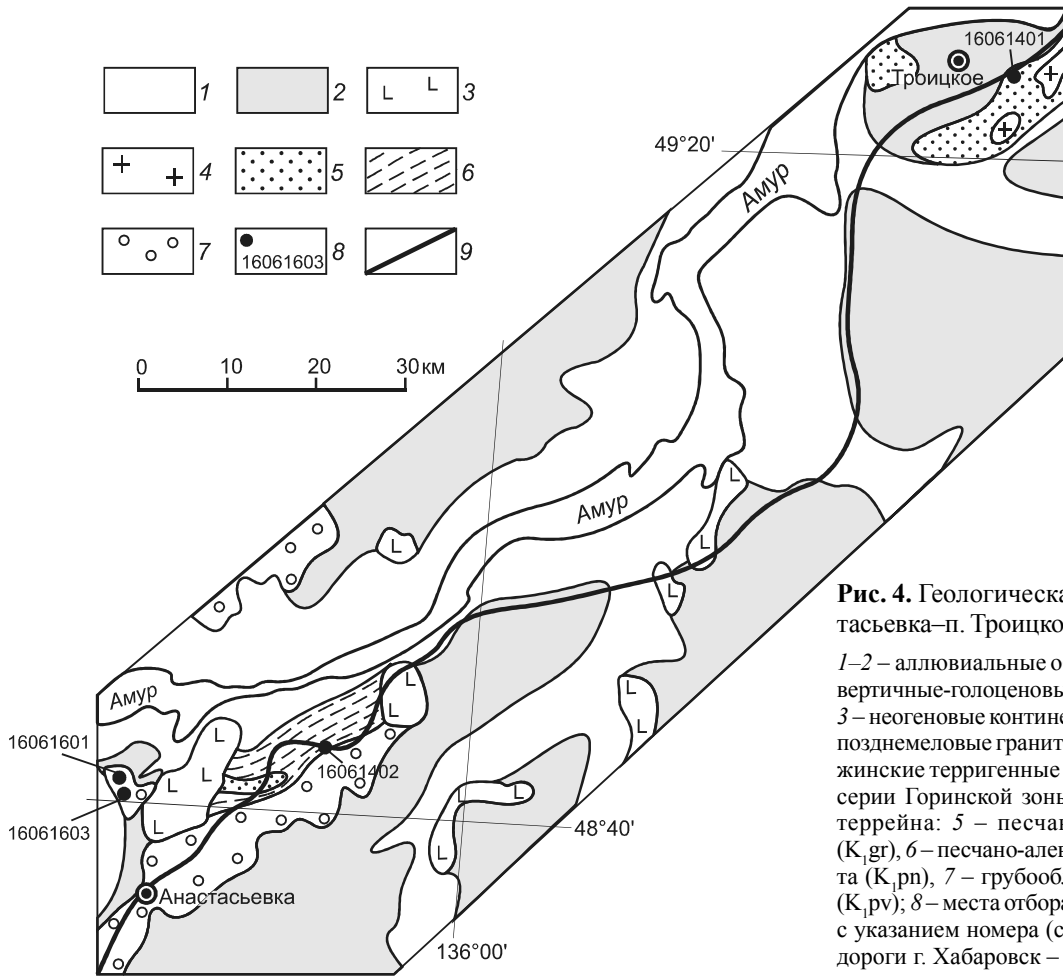


Рис. 4. Геологическая схема района с Анастасьевка–п. Троицкое, по [6], с изменениями.

1–2 – аллювиальные образования: 1 – позднечетвертичные-голоценовые, 2 – среднечетвертичные; 3 – неогеновые континентальные базальтоиды; 4 – позднемеловые гранитоиды; 5–7 – берриас-валанжинские терригенные отложения комсомольской серии Горинской зоны Журавлевско-Амурского террейна: 5 – песчаниковая горинская свита (K_1gr), 6 – песчано-алевролитовая пионерская свита (K_1pn), 7 – грубообломочная пиванская свита (K_1pv); 8 – места отбора геохронологических проб с указанием номера (см. табл.); 9 – участок автодороги г. Хабаровск – г. Комсомольск-на-Амуре.

риаса–валанжина, а также по радиоляриям этого же возраста [12].

Пиванская свита согласно перекрывает отложения пионерской свиты и завершает разрез комсомольской серии, сложена она преимущественно грубообломочными образованиями, меньше песчаниками и алевролитами. Возраст свиты, согласно [6], валанжинский.

Б.А. Натальин с соавторами [21, 24–26] отнес западную часть нижнемеловых отложений Журавлевского приконтинентального синдвигового турбидитового бассейна Горинской зоны и Чаятынской структурно-формационной зоны, расположенной восточнее Горинской [6, 12], к амурскому комплексу. По их мнению, комплекс слагает чешуйчато-надвиговую структуру, осложненную левосдвиговыми деформациями [21].

В *Коппи-Лужкинской зоне* Журавлевско-Амурского террейна нами был изучен наиболее полный разрез нижнемеловых отложений от валанжина до среднего альба, представленных алевроаргиллитами, песчаниками и более грубыми обломочными

породами, нередко ритмично переслаивающимися (журавлевская, ключевская, усть-колумбинская, приманкинская, каталевская, дивнинская и светловоднинская свиты). В берриас-валанжинских отложениях Коппи-Лужкинской зоны обильны остатки бухий, в готерив-барремских – иноцерамов, в аптских и альбских – ауцеллин, тригонийд и актеонеллид. Во всех этих отложениях есть также аммониты. Для геохронологического изучения были отобраны 8 проб песчаников из трех свит – журавлевской, усть-колумбинской и каталевской – вдоль автодороги п. Лидога–п. Ванино (рис. 3, табл.).

Журавлевская свита распространена в западной части Коппи-Лужкинской зоны, ее соотношения с более древними образованиями не установлены [19]. Разрез отложений, из которого была отобрана геохронологическая проба, соответствует верхней подсвите журавлевской свиты. Находки органических остатков этой части разреза отложений были сделаны в верховье р. Самарга, по левобережью р. Иггу, и в районе низовья руч. Мопау, наиболее приближенного к месту отбора пробы. По определению А.А. Капицы и

В.Н. Верещагина [19], органические остатки (бухии и иноцерамы) позволяют датировать верхнюю подсвиту журавлевской свиты как ранний валанжин. Валанжинский возраст подтверждается и редкими находками (среди органических остатков) аммонитов.

Усть-колумбинская свита представлена преимущественно песчаными турбидитами мощностью более 1 км, залегает согласно на валанжинских отложениях и согласно перекрывается приманкинской свитой [19]. Органические остатки, собранные во многих местах средней части разреза усть-колумбинской свиты, представлены иноцеррами. По мнению А.А. Капицы и В.П. Похиалайнен [19], возраст свиты – готерив.

Каталевская свита преимущественно песчаного состава, залегает согласно на барремской приманкинской свите и согласно перекрывается отложениями раннеальбской дивнинской свиты [19]. Собранные органические остатки, сосредоточенные преимущественно в средней части свиты, представлены ауцелинами и аммонитами и характеризуют возраст вмещающих отложений как поздний апт [19]. Согласно залегание каталевской свиты на барремских осадках и согласное перекрытие ее дивнинской свитой с раннеальбской фауной свидетельствует об аптском возрасте каталевской свиты.

МЕТОДИКА ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

При полевых исследованиях из разрезов осадочных пород, как правило из коренных обнажений средне- и крупнозернистых песчаников, отбирались пробы весом от 4 до 7 кг. В поле или уже в лаборатории пробы очищались от корок выветривания. Дальнейшая пробоподготовка, экспериментальные измерения и первичный анализ данных проводились на базе Высшей школы науки и техники Университета г. Тояма (Япония).

После дробления геохронологических проб стандартными методиками и просеивания (< 250 мкм), зерна цирконов отделялись от остальной массы с помощью тяжелой жидкости (йодистый метилен, плотность 3.3 кг/м³). После этого все зерна цирконов просматривались под бинокулярным микроскопом для удаления из выборки сильно разбитых трещинами и корродированных зерен, по которым не было шансов получить кондиционные датировки. Как правило, после такого анализа около сотни зерен оставались для дальнейших исследований, но были пробы, где таких цирконов находилось существенно меньше (табл.). Затем зерна цирконов заливались акриловой смолой, полировались и изучались методами электронной микроскопии в обратно-отраженных электронах и като-

дolumинесценции на сканирующем электронном микроскопе (JEOL JSM-5910LV), оснащенном детектором JEOL MP-Z01118T CL. Для анализа выбирались зерна с четкой колебательной зональностью на катодolumинесцентных изображениях, которая свойственна магматическим цирконам [44], имеющим мало включений и микротрещин, чтобы избежать возможного влияния общего свинца на датировку возраста [54]. Количество зерен для последующего изучения после такого анализа в каждом из 20 образцов существенно сократилось; разброс составил от 31 до 135 зерен на образец при среднем количестве 91 (табл). В качестве примера на рис. 5 а даны 135 катодolumинесцентных фотографий зерен детритовых цирконов из пробы № 16060704.

U-Pb-датирование цирконов проводилось в Институте сейсмических исследований Токийского университета и в Высшей школе экологических исследований Нагойского университета на масс-спектрометре с лазерной абляцией и индуктивно связанной плазмой (LA-ICP-MS) Thermo Elemental Plasma Quad 3, сопряженным с New Wave UP-213 LA [58]. Условия измерения были следующими: размер абляционного кратера составлял 25–30 мкм, плотность энергии 11–13 Дж/см², частота импульсов 10 Гц, время предварительной абляции 8 с и основной – 10 с. В пиковом режиме измерялась концентрация ²⁰²Hg, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th и ²³⁸U. В качестве контроля при проведении изотопно-геохимических экспериментальных исследований использовались стандартные цирконы 91500 с возрастом 1062.4 ± 0.4 млн лет [62] и OD-3 с возрастом 33.0 ± 0.1 млн лет [53].

Погрешности единичных анализов (отношений) и рассчитанный по ним U-Pb возраст для каждого отдельного зерна фиксировались с аналитической ошибкой измерения ± 2σ. Зерна цирконов, в которых содержание ²⁰⁶Pb превышало 5 % мас., а отношение Th/U было менее 0.1, из дальнейшего анализа исключались. Погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией также рассчитывались на уровне 2σ*.

Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы Isoplot 3.75 [57]. В качестве примера на рис. 5б дано положение 128 фигуративных точек составов исследованных зерен цирконов, прошедших вышеобозначенные критерии, на диаграмме ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U с конкордией из пробы № 16060704.

* Данные измерений по всем 20-ти пробам и соответствующие диаграммы представлены в Приложении электронной версии статьи: <http://itig.as.khb.ru/POG>

В дальнейшем при расчете изотопных возрастов $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ зерна циркона с дискордантностью более 10 % (рис. 5 б) также исключались из дальнейшего анализа всей совокупности зерен. Для всех цирконов возраст рассчитывался по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, построение графиков распределения плотности вероятности их возраста также проводилось в программе Isoplot 3.75 [57]. В качестве примера на рис. 5 в даны гистограмма распределения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста 96 зерен цирконов из пробы № 16060704, удовлетворяющих всем вышеобозначенным требованиям, и плотность вероятности распределения их возраста.

Для определения сходства или различия между полученными 20 выборками первоначально они сортировались на основе визуального сопоставления их вероятностных функций распределения, которые отображают наличие и относительное обилие возрастных пиков. Сопоставление распределений возраста обломочных цирконов в исследованных образцах проводилось с использованием диаграмм плотности вероятности, их кумулятивных зависимостей, а также непараметрического теста Колмогорова-Смирнова [49, 50], что позволяет избежать субъективизма при сравнении данных. С помощью теста Колмогорова-Смирнова сравниваются возрастные спектры детритных цирконов, чтобы оценить нулевую гипотезу о том, что два распределения одинаковы. В частности, тест K-S сравнивает максимальную разность вероятностей между двумя кумулятивными функциями распределения возрастных спектров, который суммирует вероятности с увеличением возраста и приводит к повышенной чувствительности относительного обилия возрастных пиков, а не к их наличию или отсутствию. Тест Колмогорова-Смирнова применялся в двух модификациях: 1) с использованием кумулятивной функции распределения, рассчитанной с учетом ошибок определения возраста каждого зерна циркона на уровне доверия 95 % (2σ); 2) с использованием метода Монте-Карло для генерации случайного возраста каждого зерна в интервале $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст $\pm 2\sigma$ [49, 50].

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Корреляция стратиграфического и изотопного возраста

На первом этапе необходимо, полагаем, провести сопоставление между установленным ранее стратиграфическим возрастом изученных пород и геохронологическими данными по самым молодым популяциям детритовых цирконов из них. Анализ этих данных (табл., рис. 6 а, б) показывает хорошее или приемлемое совпадение стратиграфического возраста пород

и возраста молодых цирконов для 14 образцов; если коэффициент корреляции Пирсона для всех образцов равен 0.840, то после отбраковки 6 из 20 – значение коэффициента возрастает до 0.934 (рис. 6 б, обведены линией).

В 2-х пробах из Горинской (№ 16061601, пиванская свита) и Коппи-Лужкинской (№ 16061105, усть-колумбийская свита) структурно-формационных зон Журавлевско-Амурского террейна (табл., рис. 6 а) возраст молодой популяции цирконов древнее нижней границы стратиграфического возраста на 15 и 32 млн лет, соответственно. Вероятно, отсутствие цирконов с возрастом, совпадающим с биостратиграфическими данными для этих двух проб, является частным случаем, тем более, что в других пробах из этих свит цирконы с возрастом, соответствующим биостратиграфическим данным, обнаружены (табл., рис. 6, Приложение).

Для 4-х проб наблюдается обратная зависимость – возраст самой молодой популяции цирконов существенно моложе верхней границы стратиграфического возраста (табл., рис. 6 а). В пробах № 16060803 ($P_{1,2}$, хабаровский комплекс) разница составляет 11 млн лет (2 зерна с конкордантным возрастом), № 16061401 (K_b , горинская свита) разница составляет 29 млн лет (2 зерна с конкордантным возрастом), № 16061402 (K_{1b-v} , пионерская свита) разница составляет 14 млн лет (2 зерна с конкордантным возрастом), № 16061303 (светлореченская толща) разница составляет 22 млн лет ($J_{3,t}$, 4 зерна с конкордантным возрастом).

Для тектоно-стратиграфической интерпретации Хабаровского террейна установление более молодого возраста толщи, из которой была отобрана проба № 16060803, не существенно; ее новый возраст теперь сопоставим как с геохронологическим возрастом, так и стратиграфическим двух других проб, отобранных в этом же комплексе 3.5 км ниже по течению р. Амур (рис. 2). Возраст самых молодых цирконов из двух других проб хабаровского комплекса, отобранных выше по разрезу (рис. 2), вполне согласуется со стратиграфическим. Единственное, что здесь надо отметить – это наличие в пробе № 16060704 трех зерен с конкордантным возрастом 141.0 ± 2.9 , 141.7 ± 4.5 , 143.8 ± 3.4 и средним его значением 142.2 ± 1.4 млн лет. Значит накопление осадочных пород в обстановке аккреционной призмы, затем вошедших в состав хабаровского комплекса, шло и в берриасе, а время аккреции террейна – послеберриасское. О берриас-валанжинском возрасте радиоларий из обломков кремней в хаотических образованиях хабаровского комплекса указывалось ранее [40], но затем на

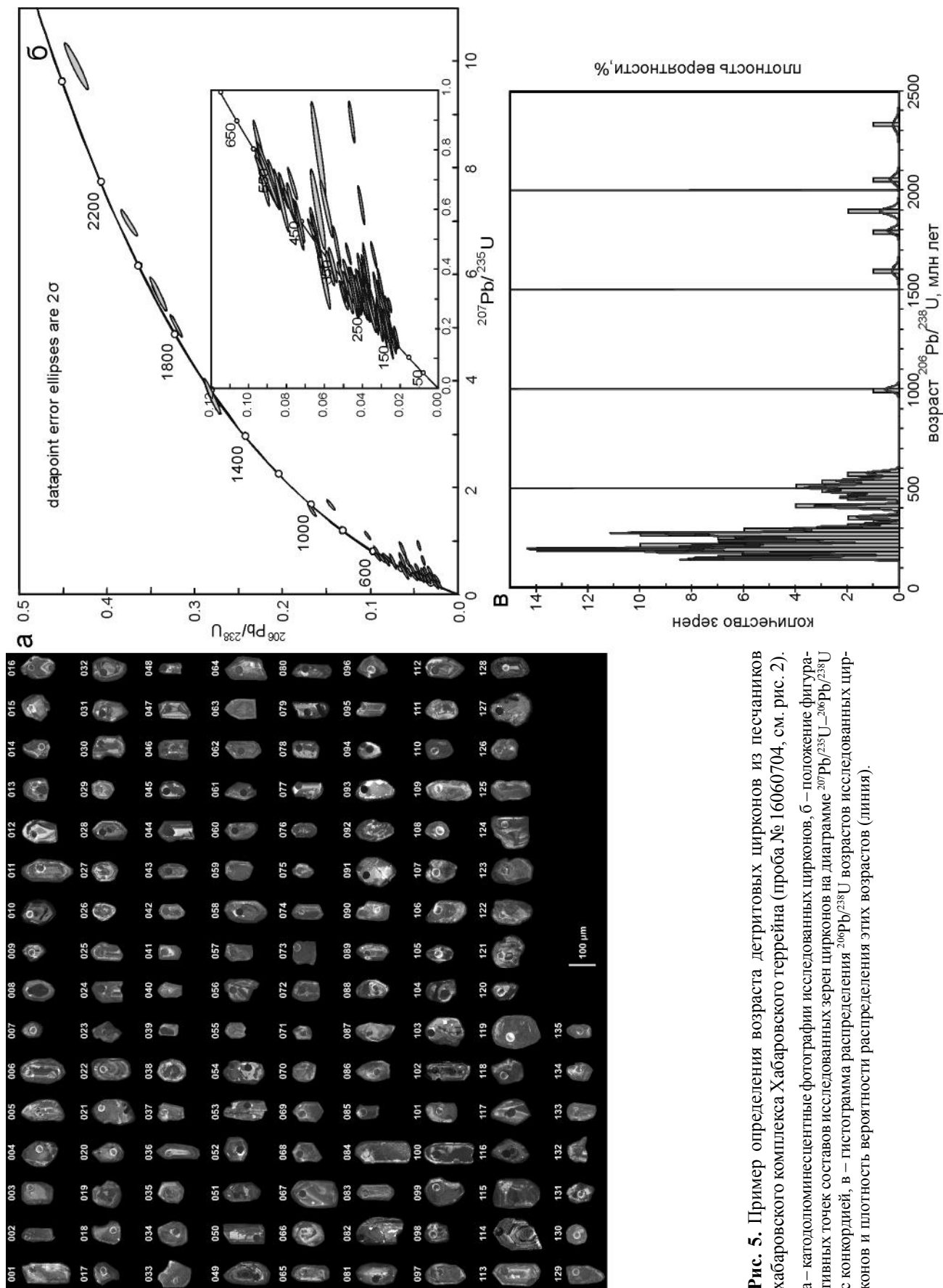


Рис. 5. Пример определения возраста детритовых цирконов из песчаников хабаровского комплекса Хабаровского террейна (проба № 16060704, см. рис. 2). а – катодолуминесцентные фотографии исследованных цирконов, б – положение фигуративных точек составов исследованных зерен цирконов на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ с конкордией, в – гистограмма распределения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов исследованных цирконов и плотность вероятности распределения этих возрастов (линия).

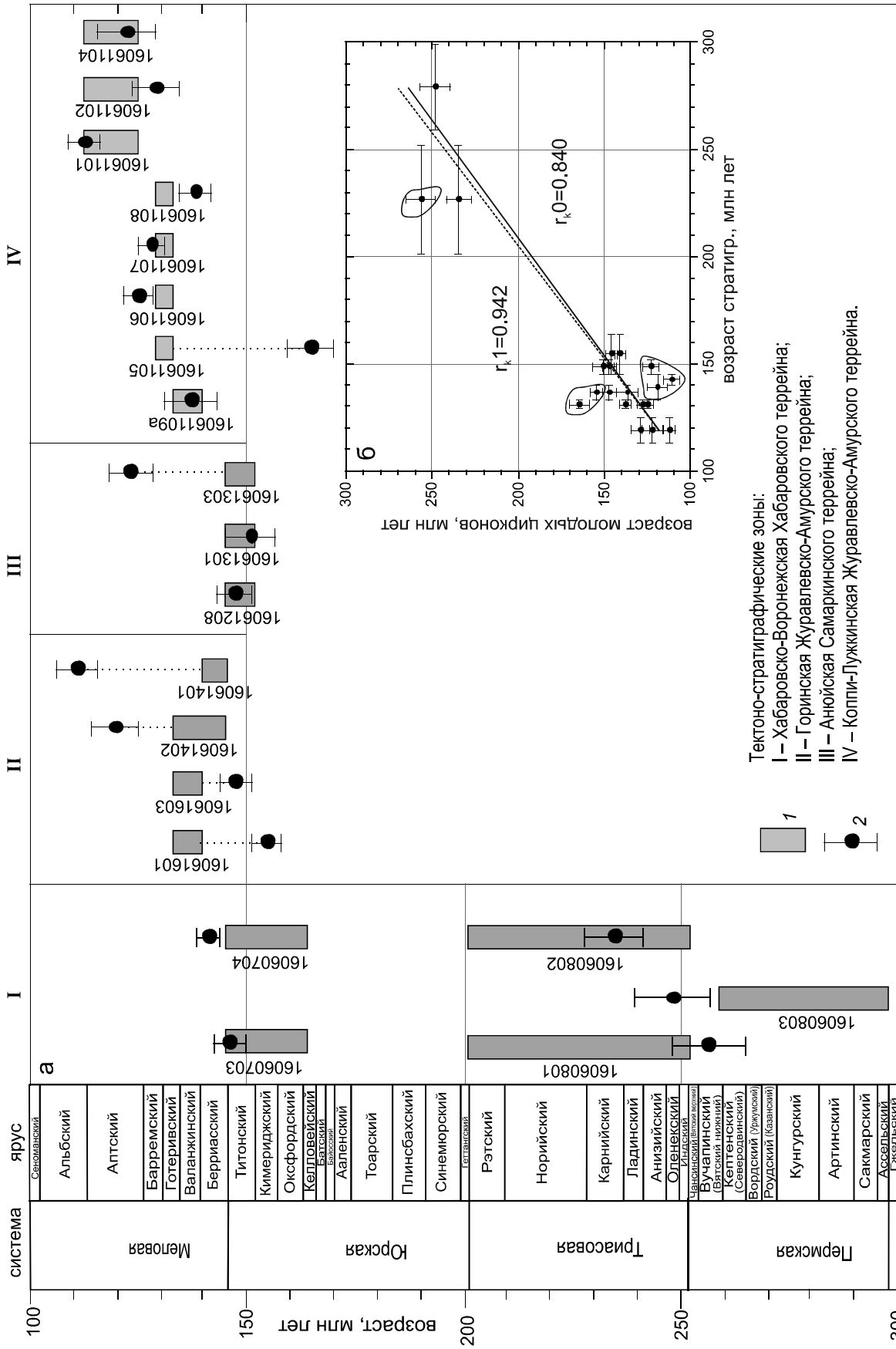


Рис. 6. Сопоставление стратиграфического возраста и $^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U}$ возраста молодых детритовых цирконов исследованных проб (а) и их корреляционная зависимость (б).

1 – стратиграфический возраст (ссылки на источник даны в табл.) исследованных проб, 2 – $^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U}$ возраст молодых цирконов этих же проб (настоящая работа, см. табл.).

основе переопределения их возраста [64] и находок позднеюрских радиолярий в туфосланцах среди терригенных пород [52] возраст комплекса был определен как юрский.

Для пробы № 16061303, отобранной из светлореченской толщи Анюйской структуро-формационной зоны (рис. 3), возраст самой молодой популяции детритовых цирконов составляет 124.5 ± 1.8 млн лет, а в целом здесь обнаружено 7 зерен раннемелового возраста в диапазоне от 143.2 ± 4.5 до 123.2 ± 4.9 млн лет. Это, полагаем, однозначно свидетельствует о раннемеловом (аптском) возрасте пород, выполняющих эту пробу, отобранную более чем в 20 км западнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома, являющегося границей между Самаркинской и Журавлевско-Амурскими террейнами. Но утверждать на этом основании, что и возраст всей Анюйской зоны Самаркинского террейна аптский, полагаем пока рано. Нужны дополнительные исследования.

Возраст самых молодых популяций детритовых цирконов двух проб (№№ 16061401 и 16061402), отобранных из горинской и пионерской свит комсомольской серии Горинской зоны Журавлевско-Амурского террейна (рис. 4), составляет 115.2 ± 6.2 и 125.1 ± 4.0 млн лет, соответственно. Это существенно «омолаживает» возраст свит и всей комсомольской серии с берриас-валанжинского до аптского, во-первых, и, во-вторых, делает их сопоставимыми по возрасту с песчаниками каталевской свиты Коппи-Лужкинской зоны Журавлевско-Амурского террейна (рис. 6).

Статистическое сопоставление возраста детритовых цирконов 4-х зон

Для статистического сравнения выявленных совокупностей возраста детритовых цирконов из 4-х зон данные единичных проб были просуммированы и построены кумулятивные зависимости возраста цирконов для каждой из 4-х зон (рис. 7).

Анализ общих кумулятивных зависимостей (ранний мел–поздний архей; рис. 7 а) показывает сложное их поведение; для некоторых из зон отчетливо наблюдается совпадение участков этих зависимостей, для других – несовпадение, причем, на временном спектре их сочетание меняется. На участке временного спектра возраста цирконов наблюдаются следующие совпадения (рис. 7 а): 1) от 160 до 300 млн лет совпадают между собой зависимости Хабаровско-Воронежской и Горинской зон, с одной стороны, и, с другой – Анюйской и Коппи-Лужкинской зон; 2) от 1200 до 2500 млн лет совпадают между собой зависимости Горинской и Анюйской зон. Вероятно, источники сноса детритовых цирконов этих возрастных интервалов были близки для соответствующих зон.

Количественный анализ полных (110–2860 млн лет) распределений возраста детритовых цирконов с использованием теста Колмогорова-Смирнова (рис. 7 б) в двух модификациях [49, 50] показал, что различия не значимы для выборок из следующих зон: 1) Анюйской и Коппи-Лужкинской – значение критерия p существенно превышает его пороговое значение (0.05); 2) Хабаровско-Воронежской и Горинской – критерий p близок по величине к пороговому значению, но так же превышает его. Для 4-х других сочетаний (рис. 7 б) различия между выборками значимы.

Распределения возраста детритовых цирконов 4-х зон и возможные их источники

Данные по всем пробам из каждой зоны были просуммированы и представлены в виде общих гистограмм распределения (рис. 8). Как и следовало ожидать, подавляющая часть исследованных цирконов всех зон имеет палеозойский и мезозойский возраст (рис. 7 а, 8): Хабаровско-Воронежская – 86 %, Горинская – 77 %, Анюйская – 84 % и Коппи-Лужкинская – 83 %. Поэтому целесообразно, полагаем, рассмотреть отдельно зависимости их вероятностных плотностей возраста отдельно, а сейчас остановимся на докембрийских частях гистограмм.

В осадочных породах 4-х зон выявлен широкий возрастной диапазон докембрийских детритовых цирконов как с почти одинаковым расположением относительных максимумов (пиков) на временной шкале, так и с сугубо индивидуальным. В качестве общих интервалов необходимо отметить два: ~700–1000 и ~1800–2000 млн лет (рис. 8 а, б, в, г), соответствующих времени образования двух предполагаемых протерозойских суперконтинентов Родинии и Колумбии (Нуне) [43, 45, 46], сборка которых сопровождалась обильным образованием ювенильной коры по периферии кратонов. Питающие провинции цирконов этого возраста находятся в пределах северо-восточной части Северо-Китайского кратона [61] и некоторых микроконтинентов, входящих в современную структуру восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса [3].

Главной отличительной особенностью в распределении возраста детритовых цирконов двух восточных зон (Анюйской и Коппи-Лужкинской) является наличие позднеархейских цирконов (рис. 8 в, г). Особо хочется отметить наличие здесь цирконов с возрастом около 2800 млн лет, источником которых могли быть только породы кристаллического фундамента Сибирского или Северо-Китайского кратона. Предполагать питающие провинции этих цирконов в пределах первого вряд ли возможно, если это было бы так, то цирконы этого возраста должны были бы быть и

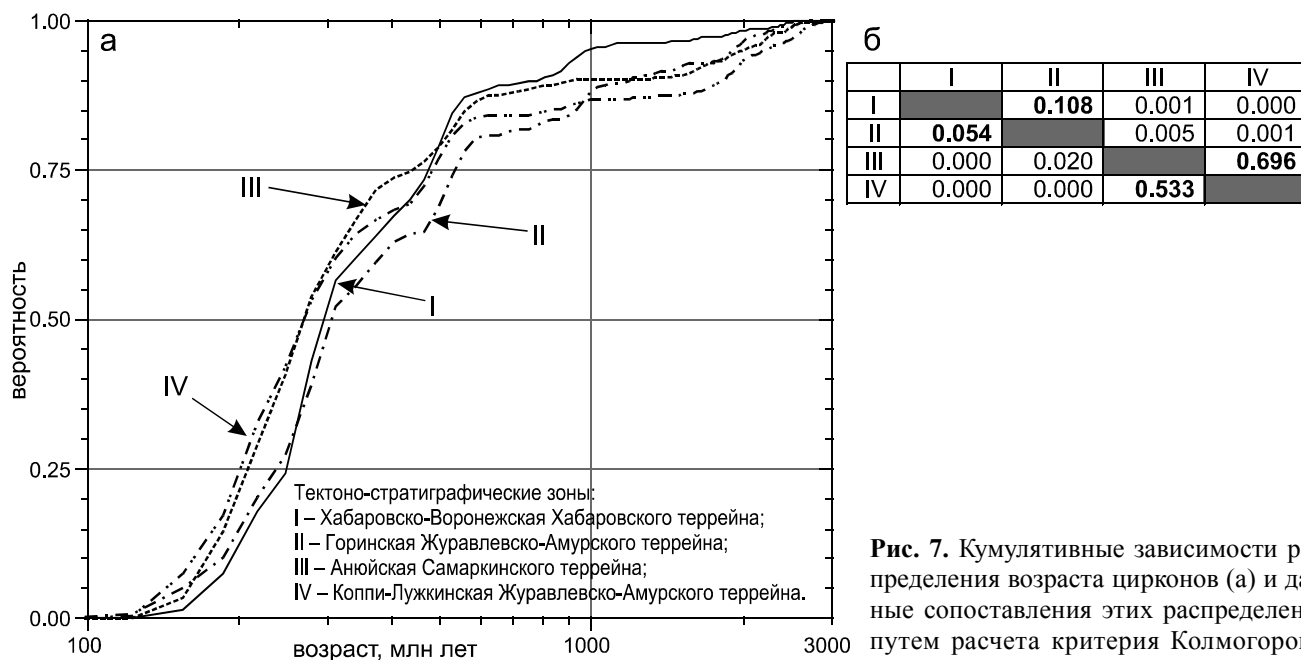


Рис. 7. Кумулятивные зависимости распределения возраста цирконов (а) и данные сопоставления этих распределений путем расчета критерия Колмогорова-Смирнова (б).

а – кумулятивные зависимости; б – данные теста Колмогорова-Смирнова представлены в двух вариантах [49, 50]: над диагональю матрицы – кумулятивная функция распределения рассчитана с учетом ошибок определения возраста каждого зерна циркона на уровне доверия 95 % (2σ), под диагональю матрицы – кумулятивная функция распределения рассчитана с использованием метода Монте-Карло для генерации случайного возраста каждого зерна в интервале $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст $\pm 2\sigma$. Кумулятивные зависимости и данные теста Колмогорова-Смирнова рассчитаны с использованием программы K-S Test 2010 [<https://docs.google.com/spreadsheets/d/0B9ezu34P5h8eLWpNYldGMWp3dEU/edit#gid=925783868>].

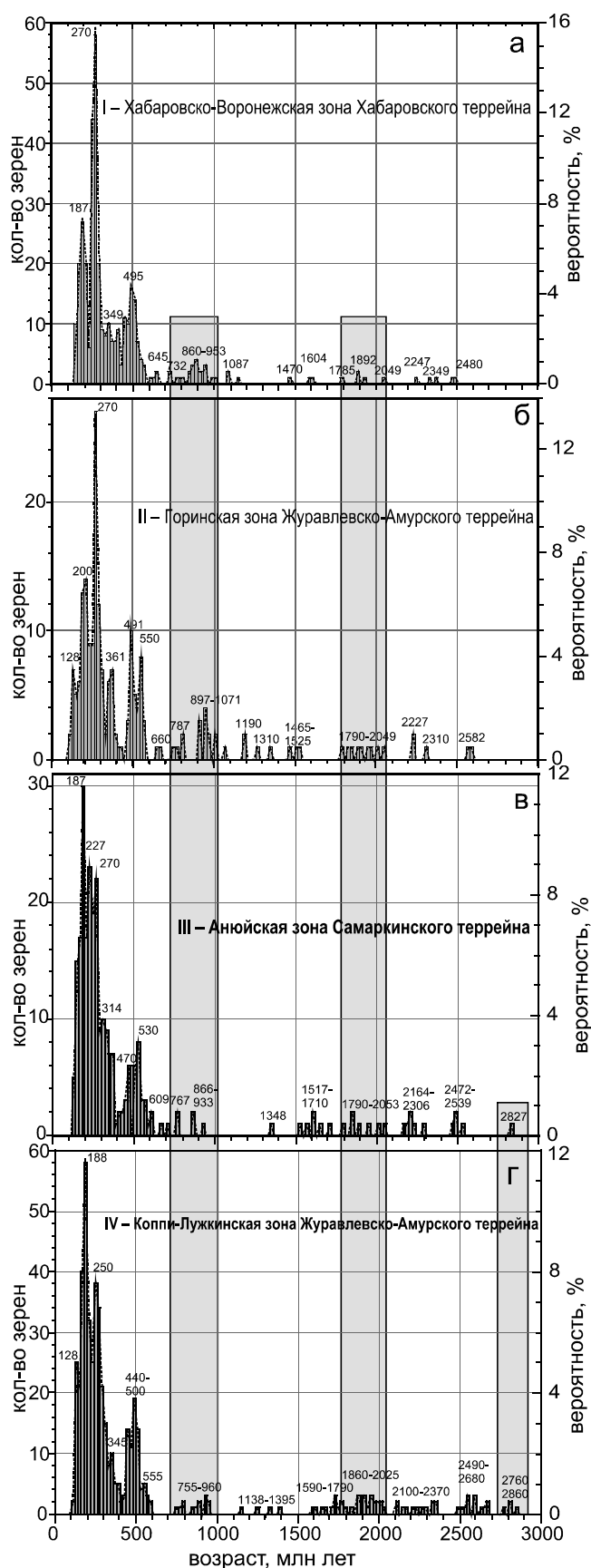
в осадочных формациях западных зон – Хабаровско-Воронежской и Горинской, но их там не обнаружено. Поэтому, полагаем, питающие провинции этих цирконов расположены в пределах Северо-Китайского кратона.

В связи с этим возникают два вопроса. Первый – почему цирконы с возрастом 2.8 млрд лет обнаружены только в пределах двух восточных зон? Полагаем, что накопление осадочных пород Аниюской зоны (фрагмент аккреционной призмы) Самаркинского террейна и Коппи-Лужкинской зоны (фрагмент синдвигового турбидитового бассейна) Журавлевско-Амурского террейна формировались в раннем мелу у континентальной окраины Евразии в зоне влияния источников сноса с Северо-Китайского кратона, существенно южнее их современного положения, а затем после 110–113 млн лет они были транслированы на север до широт Хабаровско-Воронежской зоны.

Второй вопрос заключается в следующем, почему в осадках Коппи-Лужкинской зоны древние цирконы (2.8 млрд лет) есть, а в осадках Горинской зоны того же Журавлевско-Амурского террейна их нет. Выше уже упоминалось, что А.И. Ханчук с соавторами [38] определил структуру Журавлевско-Амурского террейна как гигантскую Z-образную складку

с вертикальным шарниром. Так вот, после ее «распрямления» линейное расстояние между точками отбора геохронологических проб в Горинской и Коппи-Лужкинской зонах террейна будет составлять около 1100 км (измерение выполнено авторами настоящей работы в программе ArcMap). Если учесть и левосторонние сдвиговые деформации по Центральному Сихотэ-Алиньскому разлому, то это линейное расстояние между точками отбора (рис. 1) будет еще больше, возможно более 1500 км (расстояние между точками отбора в Коппи-Лужкинской зоне и центром Корейского полуострова в настоящее время составляет около 1700 км). Полагаем, что накопление турбидитов Коппи-Лужкинской зоны шло в сфере влияния источников терригенного сноса, расположенных в пределах Северо-Китайского кратона, о чем уже указывалось выше, а накопление турбидитов Горинской зоны шло в сфере влияния источников терригенного сноса, расположенных в пределах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Для более детального рассмотрения и анализа распределений возраста детритовых цирконов всех зон по суммарным гистограммам были рассчитаны их вероятностные плотности с шагом в 1 млн лет, палеозойско-мезозойские фрагменты которых представ-



лены на (рис. 9 а-г). Для сопоставления выявленных относительных максимумов в распределениях цирконов с этапами проявления гранитного магматизма в регионе была также построена гистограмма возраста гранитов (рис. 9 д) по данным [18, 34, 39, 59, 60, 63]. Эпохи гранитообразования моложе 110 млн лет в настоящей работе не рассматриваются. На гистограмме гранитообразования (рис. 9д) вполне отчетливо выделяются 5 эпизодов гранитообразования 110–140, 160–210, 240–290, 300–340 и 460–520 млн лет, диагностированные ранее [18, 63] и относящиеся к двум геологическим этапам в эволюции региона – «Центрально-Азиатский», продолжительностью от начала палеозоя до конца триаса, и «Тихоокеанский» – с начала юры [18, 63].

Все эти пять эпизодов гранитообразования (тектономагматической активности), продолжительностью от 30 до 50 млн лет, нашли, в той или иной мере, отражение и на зависимостях вероятностной плотности возраста для цирконов 4-х зон в палеозойско-мезозойском спектре.

Для всех 4-х зон отчетливо проявлен кембрийско-ордовикский эпизод, и их дифференциация по источникам детритовых цирконов вряд ли возможна без дополнительного изучения составов детритовых цирконов. Гранитоиды этого возраста обширно представлены в регионе между Северокитайским на юге и Сибирским на севере кратонами – это массивы Аргунский, Артемовский, Дзямусы, Надеждинский, Ханкайский, террейны Мамынский, Сунляо, Хинган и многие другие [18, 34, 63].

В интервале 460–340 млн лет наблюдается существенное уменьшение объемов гранитообразования (рис. 9 д), но на зависимостях вероятностной плотности возраста для цирконов 4-х зон мы видим здесь отчетливые относительные максимумы. Гранитоиды этого возраста известны как уже в упоминавшихся массивах (Аргунский, Хинганский, Сунляо), так и на Корейском полуострове – массив Янгнам, пояс Окчеон.

Следующий интервал гранитообразования 300–340 млн лет (рис. 9 д) отчетливо выражен на зависимостях вероятностной плотности возраста цирконов двух восточных Коппи-Лужкинской и Анойской зон (рис. 9 в, г). В осадках двух других западных зон – Хабаровско-Воронежской и Горинской – цирконов этого

Рис. 8. Сравнение суммарных гистограмм распределения и вероятностных зависимостей возраста (пунктирная линия) основных генераций детритовых цирконов четырех структурно-формационных зон.

Числовые значения – возраст основных генераций в млн лет.

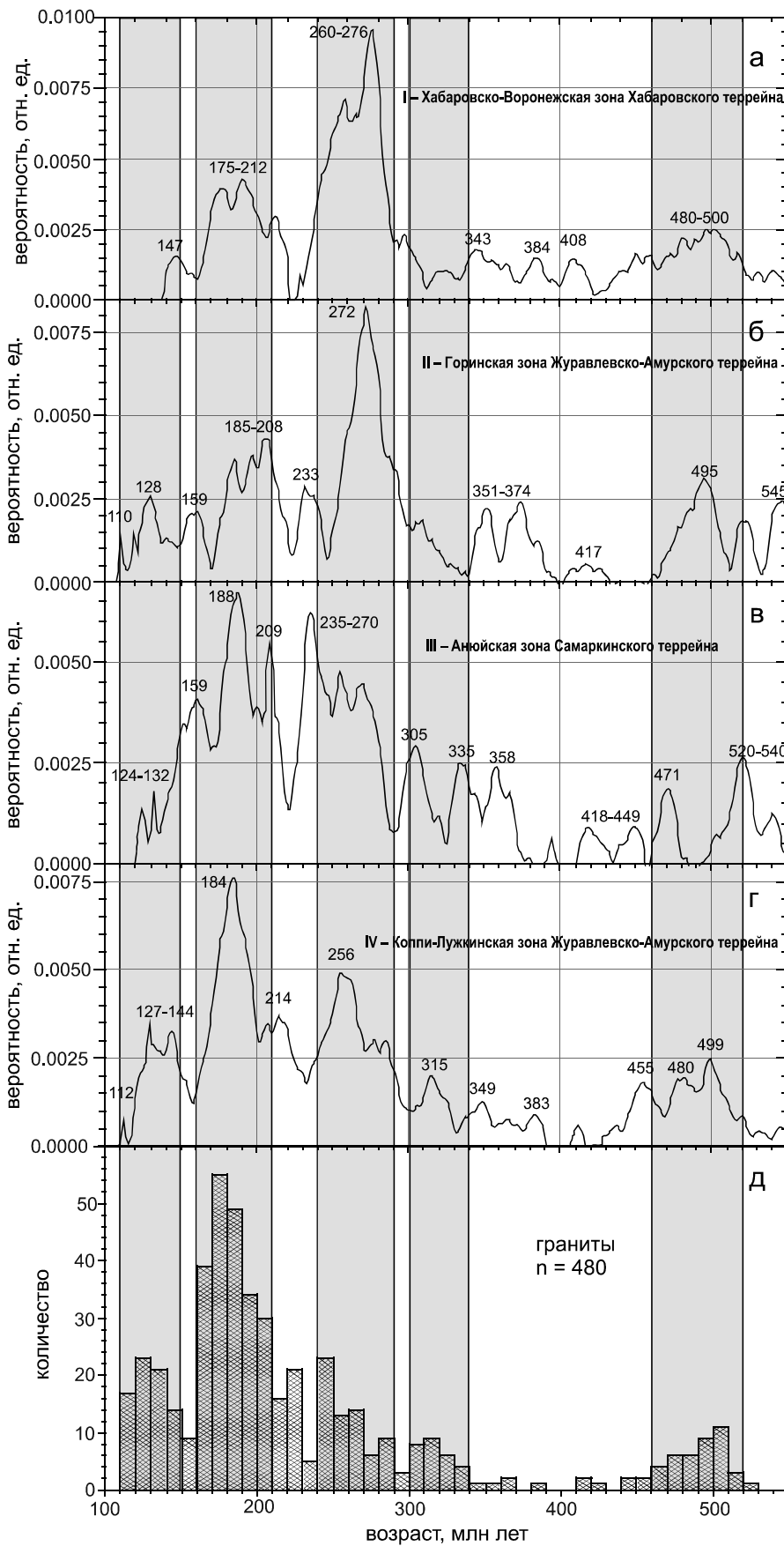


Рис. 9. Сопоставление расчетных относительных вероятностных зависимостей возраста палеозойско-мезозойских цирконов четырех зон (а–г) и гистограмма распределения возраста палеозойско-мезозойских гранитоидов Китая, Кореи и юга Дальнего Востока России (д).

Вероятностные зависимости возраста детритовых цирконов рассчитаны с использованием программы NORMALIZED PROB PLOT [<https://docs.google.com/spreadsheets/d/0B9ezu34P5h8eN2JmNjdiZmQtYThiNS00ZjU0LTljODgtNTJkN2Y4NWl2OWU4/edit#gid=290643432>], количество и значения относительных максимумов на вероятностных зависимостях рассчитаны с использованием программы AGE PICK 2010 [<https://drive.google.com/file/d/0B9ezu34P5h8eTl96SzRtXzB5YXM/view>].

Для построения гистограммы распределения возраста фанерозойских гранитоидов использованы данные [18, 34, 39, 59, 60, 63].

возраста практически нет (рис. 9 а, б). Источником цирконов этого возраста являлись, вероятно, гранитоиды террейна Сунляо, где они широко представлены.

Последний «Центрально-Азиатский» эпизод гранитообразования проявлен в интервале 240–290 млн лет (рис. 9 д), которому соответствует обильное наличие цирконов этого возраста во всех 4-х зонах (рис. 9 а–г). Гранитоиды этого возраста известны на всем протяжении восточной континентальной окраины Евразии от Северного Китая до Сибири – это уже и вышеупомянутые массивы, и новые Гуенгсанг на Корейском полуострове, Островорусский и Седанка на юге Дальнего Востока России.

Эпизод гранитообразования в интервале 160–210 млн лет, начало «Тихоокеанского» этапа в эволюции региона, характеризуется абсолютным максимумом его проявления (рис. 9 д). Цирконы этого возраста обильно представлены в осадочных формациях восточных Коппи-Лужкинской и Анюйской зон (рис. 9 в, г) и менее обильно – в осадках двух других западных зон – Хабаровско-Воронежской и Горинской (рис. 9 а, б). Гранитоиды этого возраста широко распространены в регионе.

Последний эпизод гранитообразования, в нашем случае это 110–140 млн лет, а в действительности он активно продолжался до 90–80 млн лет [39], так же отчетливо проявлен (рис. 9 д). Цирконы этого возраста, вплоть до 110–112 млн лет, в достаточном количестве отмечены в осадках Горинской и Коппи-Лужкинской зон Журавлевско-Амурского террейна (рис. 9 б, г). В осадках Хабаровско-Воронежской и Анюйской зон цирконов моложе 141 и 123 млн лет нет (рис. 9 а, в), что свидетельствует о прекращении осадконакопления в этих зонах, о чем уже говорилось выше.

Для осадочных пород Маноминской зоны Киселевско-Маноминского и Кемского террейнов непосредственно в полосе «профиля» мы пока данных по возрасту детритовых цирконов не имеем. Но ранее нами были выполнены геохронологические исследования [2, 8] для осадков Киселевской тектоностратиграфической зоны Киселевско-Маноминского (южный берег озера Удыль) и Кемского (р. Кема) террейнов, представляющих собой фрагменты аккреционной призмы и задугового бассейна, соответственно [3, 4, 55]. Самые молодые популяции цирконов имеют возраст ~111 для Киселевско-Маноминского и ~108 для Кемского террейнов миллионов лет. Южным продолжением Киселевской зоны Киселевско-Маноминского террейна является Маноминская зона, заключенная между Горинской зоной на западе и Анюйской – на востоке (рис. 1), Кемский террейн в этой схеме занимает самое восточное положение, восточнее Журавлевско-Амурского (рис. 1).

Можно констатировать, что с точностью метода возраст самых молодых популяций детритовых цирконов Журавлевско-Амурского (110.8 ± 4.8 и 112.6 ± 3.8 млн лет), Киселевско-Маноминского (111.2 ± 2.9 млн лет) и Кемского (107.5 ± 2.3 млн лет) террейнов совпадает. Следовательно, их формирование шло в одно время, но в разных геодинамических обстановках у восточной окраины Евразии. Более того, для изученных объектов Киселевско-Маноминского и Кемского террейнов получены значения палеоширот их формирования $33 \pm 5^\circ$ и $36 \pm 6^\circ$ с.ш., соответственно [2], а это как раз широты, на которых располагался Северо-Китайский кратон.

ВЫВОДЫ

1. Изотопный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст самых молодых популяций детритовых цирконов из осадочных пород горинской и пионерской свит, а также светлореченской толщи оказался существенно моложе верхнего ограничения принятого [6] стратиграфического возраста этих же пород – на 29, 14 и 22 млн лет, соответственно. Установленное существенное различие между геохронологическим и стратиграфическим возрастом этих осадочных формаций необходимо учитывать при составлении новых стратиграфических схем и Государственных геологических карт региона.

2. В одной из трех проб из светлореченской толщи выявлена молодая популяция детритовых цирконов из 7 зерен раннемелового возраста в диапазоне от 143.2 ± 4.5 до 123.2 ± 4.9 млн лет. Это, полагаем, однозначно свидетельствует о раннемеловом (аптском) возрасте пород, выполняющих эту пробу, но утверждать на этом основании, что и возраст всей Анюйской зоны Самаркинского террейна аптский, полагаем, пока рано. Нужны дополнительные исследования.

Незначительная корректировка верхнего ограничения формирования пород до юрско-берриасского возможна и для Хабаровско-Воронежской тектоно-стратиграфической зоны Хабаровского террейна. В одной пробе хабаровского комплекса установлена молодая популяция детритовых цирконов из 3 зерен берриасского возраста от 141.0 ± 2.9 до 143.8 ± 3.4 млн лет.

3. Накопление осадочных пород, выполняющих матрикс аккреционных призм Хабаровско-Воронежской зоны Хабаровского террейна и турбидитов синдвигового бассейна Горинской зоны Журавлевско-Амурского террейна, шло в сфере влияния источников терригенного сноса, расположенных в пределах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Накопление осадочных пород, выполняющих турбидитовый матрикс аккреционных призм Анюй-

ской зоны Самаркинского террейна и турбидитов синсдвигового бассейна Коппи-Лужкинской зоны Журавлевско-Амурского террейна, шло в сфере влияния источников терригенного сноса, расположенных в пределах Северо-Китайского кратона.

4. Исходя из представленных выше данных, можно сформулировать следующую качественную модель формирования центрального участка Сихотэ-Алиньского орогенного пояса:

а) матрикс аккреционной призмы юрско-берриасского возраста, фрагменты которой выполняют Хабаровско-Воронежскую зону Хабаровского террейна, формировался у окраины Евразии в зоне влияния источников терригенного сноса с объектов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Породы призмы были аккретированы к палеоконтиненту не ранее второй половины берриаса;

б) матрикс аккреционной призмы раннемелового (раннеаптского?) возраста, фрагменты которой выполняют Анюйскую зону Самаркинского террейна, формировался у окраины Евразии в зоне влияния источников терригенного сноса с объектов Северо-Китайского кратона;

в) приконтинентальный синсдвиговый бассейн раннемелового (раннеальбского) возраста, турбидиты которого выполняют Горинскую и Коппи-Лужкинскую зоны Журавлевско-Амурского террейна, был развит у окраины Евразии в протяженной (более 1500–1700 км) с севера на юг полосе. Причем, накопление осадков Горинской зоны проходило в районе влияния источников терригенного сноса с объектов Центрально-Азиатского складчатого пояса, а накопление осадков Коппи-Лужкинской зоны в районе влияния источников терригенного сноса с объектов Северо-Китайского кратона;

г) в это же время (ранний альб) и, вероятно, несколько южнее аккреционной призмы раннеаптского возраста (Анюйская зона Самаркинского террейна) формировались аккреционная призма (Киселевская зона Киселевско-Маноминского террейна) и вулканогенные и осадочные породы Кемского террейна (внутренняя островная дуга и осадки задугового бассейна). Внешняя океаническая вулканическая островная дуга была отделена междуговым бассейном от внутренней вулканической островной дуги, в котором происходило накопление осадков Кемского террейна;

д) в раннем альбе у восточной границы Евразии произошла смена конвергентной обстановки на трансформную [9], которая существовала до ~95 млн лет, с образованием обширной магматической провинции в синсдвиговой обстановке трансформной континентальной окраины [39]. В это время одним из опре-

деляющих структуру Сихотэ-Алинь тектонических процессов стали левосдвиговые крупноамплитудные деформации. Именно на этом этапе были сформированы гигантские Z-складки, когда синсдвиговые выступы континентальной окраины выступали в роли интендора при деформации более молодых и менее компетентных пород – турбидитов синсдвигового бассейна и фрагментов аккреционной призмы внешней островной дуги, соответственно Журавлевско-Амурского и Киселевско-Маноминского террейнов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность и благодарность А.И. Ханчуку за ознакомление с рукописью настоящей работы и сделанные им ценные замечания и предложения, которые были учтены нами. Выражаем благодарность рецензентам Н.Н. Круку и А.А. Сорокину, замечания и предложения которых были учтены при подготовке окончательной версии статьи. Особую благодарность выражаем С.В. Зябрену за помощь в выборе объектов исследований и участие в полевых работах. Авторы благодарны Е.Ю. Диденко и О.М. Меньшиковой за помощь в техническом оформлении рукописи и водителям С.В. Буре и В.И. Чепилову, обеспечивавшим работу экспедиционных отрядов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 18-05-00117А) и в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аношкин В.И., Кириллова Г.Л., Эйхвальд Л.П. Новые представления о составе, строении и возрасте нижнеамурского фрагмента позднеюрской-раннемеловой аккреционной призмы (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 60–77.
2. Архипов М.В., Войнова И.П., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Ото Ш., Нагата М., Голозубов В.В., Диденко А.Н. Сравнительный анализ пород островодужного генезиса Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов: геохимия, геохронология и палеомагнетизм // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 50–75.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1 (1–572 с). Кн. 2 (573–981).
4. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Изд. второе. Серия Николаевская. Лист М-53-XXXVI: Объясн. зап. / Ред. В.Ю. Забродин. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 111 с.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Лист М-53 (3-е поколение). Серия Дальневосточная. Хабаровск: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.
7. Государственная геологическая карта Российской Федера-

- ции. 1:1 000 000. Лист М-54 (3-е поколение). Серия Дальневосточная / Сост. В.А. Дымович. Хабаровск-СПб.: Изд-во СПб. картфабрика ВСЕГЕИ, 2013.
8. Диденко А., Ото Ш., Голозубов В., Архипов М., Кудымов А., Песков А., Нагата М., Ямамото К. Геохронология детритовых цирконов альбских песчаников силасинской и кемской свит Сихотэ-Алиньского орогена: геодинамические следствия // Докл. АН. 2018. Т. 481, № 4. С. 418–421.
 9. Диденко А.Н., Ханчук А.И. Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан – Евразия в конце раннего мела // Докл. АН. 2019. Т. 487, № 4. С. 56–59.
 10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с. Кн. 2. 334 с.
 11. Зябрев С.В. О биостратиграфии аккреционных комплексов Дальнего Востока (критический обзор нескольких статей) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 3. С. 105–112.
 12. Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Лист М-54-1: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 185 с.
 13. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Первые данные о возрасте параавтохтона самаркинского аккреционного комплекса (Южный Сихотэ-Алинь) // Докл. АН. 1992. Т. 324, № 4. С. 847–851.
 14. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 31–42.
 15. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
 16. Кемкин И.В., Филиппов А.Н. Ответ на критическую статью С.В. Зябрева «О биостратиграфии аккреционных комплексов Дальнего Востока (критический обзор нескольких статей)» // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 1. С. 103–106.
 17. Кириллова Г.Л., Натальин Б.А., Зябрев С.В. Триасово-юрский аккреционный комплекс Восточноазиатской континентальной окраины на правом берегу р. Амур в районе г. Хабаровск. Путеводитель геологической экскурсии. Хабаровск: ДВО РАН, 2007. 36 с. ISBN 5-7442-1325-2
 18. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Киселев В.И., Крук Е.А., Руднев С.Н., Серов П.А., Касаткин С.А., Москаленко Е.Ю. Палеозойские гранитоиды южной части вознесенского террейна (южное приморье): возраст, вещественный состав, источники расплава и обстановки формирования // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 3. С. 32–53. DOI: 10.30911/0207-4028-2018-37-3-32-53
 19. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
 20. Мартынюк М.В., Васькин А.Ф., Вольский А.С. и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:2 500 000: Объясн. зап. Хабаровск, 1991. 51 с.
 21. Натальин Б.А., Алексеенко С.Н. Структура нижнемеловых отложений фундамента среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 37–46.
 22. Натальин Б.А., Зябрев С.В. Строение мезозойских толщ долины р. Амур / Путеводитель геологической экскурсии. Хабаровск: ИГИГ ДВО АН СССР, 1989. 48 с.
 23. Натальин Б.А., Борукаев И.Б. Мезозойские структуры на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84–96.
 24. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. Т. 20, № 5. С. 3–23.
 25. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991 № 6. С. 2–24.
 26. Натальин Б.А., Фор М., Монье П., Борукаев Ч.Б., Приходько В.С., Врублевский А.А. Аноийский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 3–25.
 27. Парфенов Л.М., Натальин Б.А. Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 5. С. 1132–1135.
 28. Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Войнова И.П., Попеко Л.И. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления // Геотектоника. 1981. № 1. С. 85–104.
 29. Парфенов Л.М. Континентальные окраины, островные дуги в мезозоидах Северо-Востока Азии и кинематика мезозойской складчатости. Статья 2. Мезозоида Сихотэ-Алиня: общие закономерности строения и истории формирования мезозоид // Тихоокеан. геология. 1983. № 4. С. 3–16.
 30. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
 31. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга Российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеан. геология. 1988. Т. 17, № 3. С. 3–13.
 32. 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.
 33. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. 187 с.
 34. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойские гранитоиды Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст, геохимические особенности, геодинамическая интерпретация // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 632–648.
 35. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. 2-е издание. М: КДУ, 2005. 560 с.
 36. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое / Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.
 37. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
 38. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня) // Докл. АН. 2004. Т. 394, № 6. С. 791–795.

39. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–29.
40. Шевелев Е.К. К вопросу о возрасте вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений фундамента Средне-Амурской впадины // Тихоокеан. геология. 1987. № 3. С. 13–16.
41. Sawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. Detrital zircon record and tectonic setting // *Geol.* 2012. V. 40, N 10. P. 875–878. (doi:10.1130/G32945.1)
42. Cherniak D.J., Watson E.B. Pb diffusion in zircon // *Chem. Geol.* 2001. V. 172, N 1–2. P. 5–24.
43. Condie K.C. The supercontinent cycle. // *Earth as an evolving system*. 2nd edn. Acad. Press, New York, 2011. P. 317–355.
44. Corfu F., J. M. Hanchar, P. W. O. Hosikin, P. Kinny. Atlas of zircon textures / J. M. Hanchar, P. W. O. Hoskin (eds.) // *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53. Miner. Soc. Am., Washington, DC. 2003. P. 469–500.
45. Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Peskov A.Yu., Guryanov V.A., Kosynkin A.N. Paleomagnetism of the Ulkan massif (SE Siberian platform) and the apparent polar wander path for Siberia in late Paleoproterozoic–early Mesoproterozoic times // *Precambrian Res.* 2015. V. 259. P. 58–77.
46. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nature Geosci.* 2016. V. 9, N 6. P. 464–469. <https://doi.org/10.1038/ngeo2700> ...
47. Fedo C.M., Sircombe K., Rainbird R. Detrital zircon analysis of the sedimentary record // *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry* / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. 2003. V. 53. P. 277–303.
48. Gehrels G. Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities // *Tectonics of sedimentary basins: Recent advances* / Ed. C. Busby, A. Azor. Blackwell Publ. Ltd. 2012. P. 47–62.
49. Guynn J., Gehrels G.E. Comparison of detrital zircon age distribution using the K-S test: Univ. Arizona LaserChron Center online manual, 2006. 16 p. <https://docs.google.com/file/d/0B9ezu34P5h8eZWZmOWUzOTItZDgyZi00NDRiLWI4ZTctNTljNTM5OTU1MGUz/edit?hl=enandpli=1>.
50. Guynn J., Gehrels G. Comparison of detrital zircon age distributions using the K-S Test 2010 // <https://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/home/> (Tools/Proposal Tools)
51. International Chronostratigraphic Chart / International Commission on Stratigraphy. 2018. V. 8. <http://www.stratigraphy.org/>
52. Ishida K., Ishida N., T. Sakai, Kozai T., Ohta T., Kirillova G.L. Radiolarians from the Khabarovsk section. G. L. Kirillova, B. A. Natal'in, S. V. Zhabrev, T. Sakai, K. Ishida, N. Ishida, T. Ohta, T. Kozai (eds.). Upper Jurassic–Cretaceous deposits of East Asian continental margin along the Amur River. Field Excursion Guidebook. Khabarovsk, 2002. P. 23–25.
53. Iwano H., Orihashi Y., Hirata T., Ogasawara M., Danhara T., Horie K., Hasebe N., Sueoka S., Tamura A., Hayasaka Y., Katsube A., Ito H., Tani K., Kimura J., Chang Q., Kouchi Y., Haruta Y., Yamamoto K. An inter-laboratory evaluation of OD-3 zircon for use as a secondary UePb dating standard // *Island Arc.* 2013. V. 22, Is. 3. P. 382–394.
54. Kawagoe Y., Sano S., Orihashi Y., Obara H., Kouchi Y., Otoh S. New detrital zircon age data from the Tetori Group in the Mana and Itoshiro areas of Fukui Prefecture, Central Japan // *Memoir of the Fukui Prefectural Dinosaur Museum.* 2012. V. 11. P. 1–18.
55. Khanchuk A.I., Kemkin I.V. Jurassic geodynamic history of the Sikhote-Alin-Priamurye region // Late Jurassic margin of Laurasia – A record of faulting accommodating plate rotation. GSA Spec. Paper 513, 2015. P. 509–526.
56. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 120. P. 117–138. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseas.2015.10.023>
57. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.75: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Spec. Publ. N 5. Berkeley Geochronology Center. 2012. 75 p.
58. Orihashi Y., Nakai S., T. Hirata. U-Pb age determination for seven standard zircons using inductively coupled plasma-mass spectrometry coupled with frequency quintupled Nd-YAG ($\lambda = 213$ nm) laser ablation system: Comparison with LA-ICP-MS zircon analyses with a NIST glass reference material // *Resource Geol.* 2008. V. 58: 101–123. doi: 10.1111/j.1751-3928.2008.00052.x.
59. Sagong H., Kwon S-T., Ree J-H. Mesozoic episodic magmatism in South Korea and its tectonic implication // *Tectonics.* 2005. V. 24, N 5002. P. 1–18. doi:10.1029/2004TC001720
60. Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin S.A., Golozubov V.V. Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and Voznesenka Belt, Far East Russia // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2014. V. 1 09. P. 97–102.
61. Wan T. The tectonics of China: data, maps and evolution. Springer Higher Education Press. Beijing and Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010. 501 p.
62. Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L., Fiebig J., Franchi I., Girard J.-P., Greenwood R.C., Hinton R., Kita N., Mason P.R.D., Norman M., Ogasawara M., Piccoli P.M., Rhede D., Satoh H., Schulz-Dobrick B., Skar O., Spicuzza M.J., Terada K., Tindle A., Togashi S., Vennemann T., Xie Q., Zheng T.-F. Further characterisation of the 91500 zircon crystal // *Geostand. Geoanal. Res.* 2004. V. 28 P. 9–39.
63. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *J. Asian Earth Sci.* 2011. V. 41. P. 1–30.
64. Zhabrev S., Matsuoka A. Late Jurassic (Tithonian) radiolarians from a clastic unit of the Khabarovsk complex (Russian Far East): Significance for subduction accretion timing and terrane correlation // *The Island Arc.* 1999. V. 8. P. 30–37.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком
после доработки 09.08.2019 г.
принята к печати 06.09.2019 г.

A.N. Didenko, Sh. Otoh (Shigeru Otoh), A.V. Kudymov, A.Yu. Peskov, M.V. Arkhipov, Yu. Miyake (Yuko Miyake), M. Nagata (Mitsuhiro Nagata)

Age of zircons from sedimentary rocks of the Khabarovsk, Samarka and Zhuravlevka-Amur terranes in the northern part of the Sikhote-Alin orogenic belt: tectonic implications

Geochronological dating was performed on the detrital zircons obtained from 20 samples of sedimentary rocks of the Khabarovsk, Samarka and Zhuravlevka-Amur terranes in the northern part of the Sikhote-Alin orogenic belt to establish that: 1) the isotopic $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of the youngest detrital zircon populations of two sedimentary rock samples from the Gorinskaya (K_1b) and Pionerskaya (K_1b-v) formations, as well as one sample from the Svetlorechenskaya unit (J_3t), was significantly younger than the upper limit of the accepted stratigraphic age of these rocks; and 2) sedimentary rocks in filling the matrix of accretionary prisms of the Khabarovsk-Voronezhskaya tectonostratigraphic zone of the Khabarovsk terrane and turbidites in the pull-apart basin of the Gorinskaya tectonostratigraphic zone of the Zhuravlevka-Amur terrane accumulated under the influence of sources located within the eastern part of the Central Asian belt. Sedimentary rocks in filling the turbidite matrix of accretionary prisms in the Anyuiskaya tectonostratigraphic zone of the Samarka terrane and turbidites in the pull-apart basin of the Koppi-Luzhkinskaya tectonostratigraphic zone of the Zhuravlevka-Amur terrane deposited under the influence of sources located within the North China Craton.

Key words: detrital zircons, geochronology, Khabarovsk, Samarka, Zhuravlevka-Amur terranes, Sikhote-Alin, Russian Far East.