

УДК 551.24.031+552:551.73(571.56+571.65)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ОМУЛЕВСКОГО И РАССОХИНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)¹

© 2022 г. С. Н. Сычев^{1, 2, 3, *}, А. К. Худолей^{1, 2}, О. Ю. Лебедева^{1, 2}, С. Д. Соколов³,
А. В. Рогов⁴, В. Б. Хубанов⁵, А. Н. Ларионов², П. А. Львов²

¹Санкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле,
Университетская наб., д. 7–9, 199034 Санкт-Петербург, Россия

²Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Средний пр., д. 74, 199106 Санкт-Петербург, Россия

³Геологический институт РАН,
Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия

⁴ООО “Голд Майнинг”, ул. Курашова, д. 43, 677000 Якутск, Россия

⁵Геологический институт СО РАН, ул. Сахьяновой, д. 6а, 670047 Улан-Удэ, Россия

*e-mail: s.sychev@spbu.ru

Поступила в редакцию 03.07.2022 г.

После доработки 30.08.2022 г.

Принята к публикации 09.09.2022 г.

В статье приведены данные о геологическом строении нижнепалеозойских комплексов Омuleвского и Рассохинского террейнов, которые находятся в западной части Колымо-Омолонского микроконтинента. Нижнепалеозойские породы Омuleвского террейна имеют преимущественно терригенный состав, а Рассохинского террейна – терригенно-вулканогенный состав. Проведенный анализ U–Pb датировок детритовых цирконов позволил определить расположение источников сноса обломочного материала и палеогеографической позиции террейнов для раннего палеозоя. Из полученных данных о возрасте обломочных цирконов следует, что основные источники обломочного материала для ордовикско–силурийских осадочных пород Омuleвского террейна располагались на северной и северо-восточной пассивной окраине Сибирского кратона. Рассохинский террейн на протяжении раннего палеозоя находился вблизи северо-восточной окраины Лаврентии и северо-западной окраины Балтики.

Ключевые слова: обломочные цирконы, источники сноса, Омuleвский террейн, Рассохинский террейн, U–Pb возраст обломочных цирконов, тектоническая эволюция, пассивная окраина

DOI: 10.31857/S0016853X2205006X

ВВЕДЕНИЕ

Для Верхояно-Колымской складчатой системы в конце 1990-х гг. была разработана концепция террейнового строения, которая позволила уточнить представления о геологии Северо-Востока России. Были выделены террейны различной геодинамической природы и сформулировано представление о Колымо-Омолонском супертеррейне (микроконтиненте) [21, 38]. Однако из-за его сложного строения и недостаточной геологической изученности до сегодняшнего дня остаются неразрешенные вопросы тектонической эволюции некоторых террейнов в составе Колымо-

Омолонского микроконтинента. К их числу относятся Омuleвский и Рассохинский (Рассошинский) террейны.

Омuleвский террейн пассивной континентальной окраины и Рассохинский островодужный террейн находятся в западной части Колымо-Омолонского микроконтинента в пределах Верхояно-Колымской складчатой системы, простираются в северо-западном направлении и граничат на северо-востоке с Арга-Тасским турбидитовым террейном, а на юго-западе с Полоусно-Дебинским террейном, который одними авторами рассматривается как аккреционный клин [31, 38], а другими – как восточный край пассивной окраины Сибирского кратона [10, 23, 61]. Комплексы Омuleвского и Рассохинского террейнов перекрыты с угловым несогласием сред-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X2205006X для авторизованных пользователей.

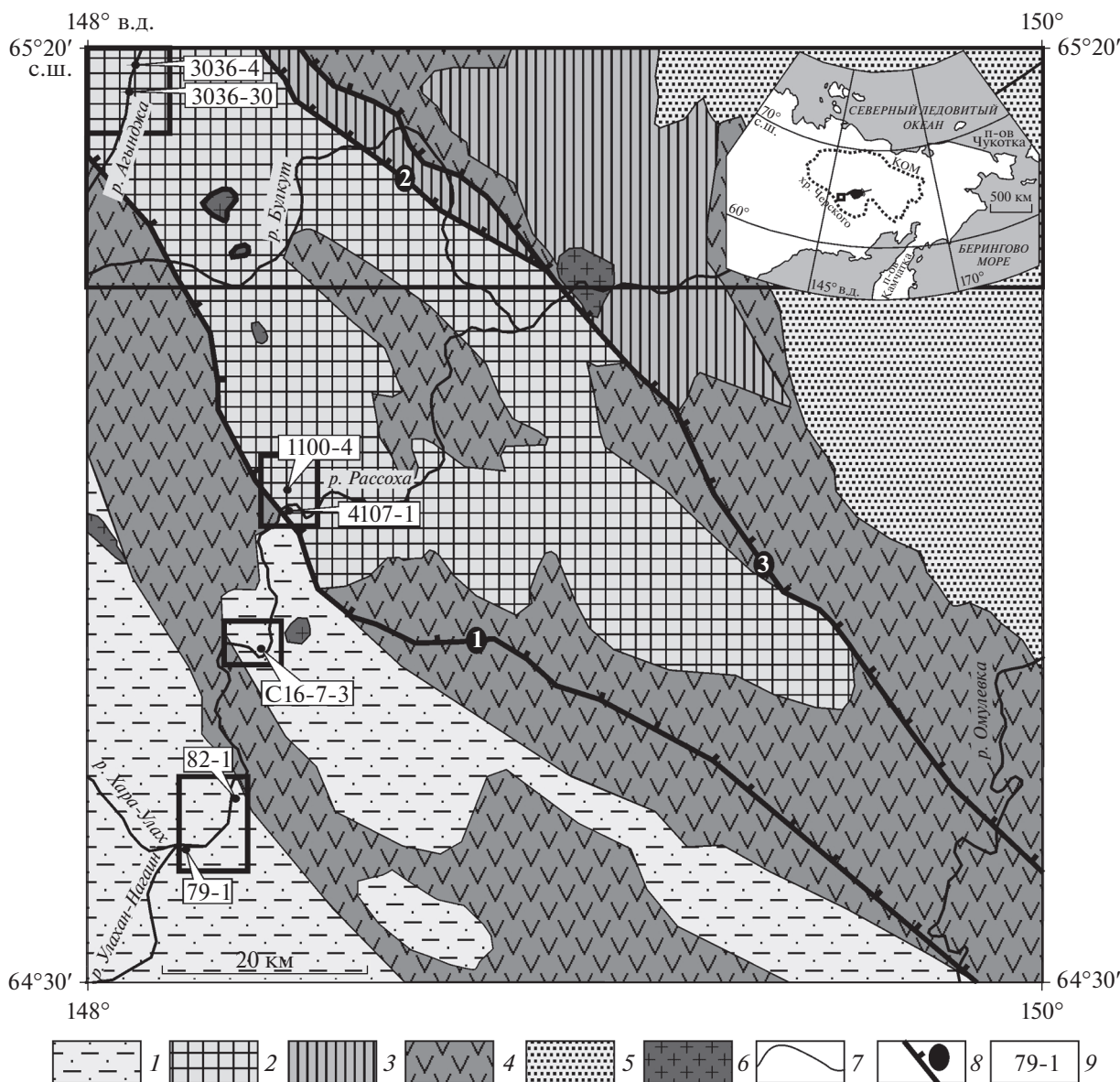


Рис. 1. Схема тектонического строения верхнего течения р. Рассоха (по данным [39], с изменениями). На врезке показан (квадрат) регион исследования; обозначен: КОМ – Кольмо-Омолонский микроконтинент. Обозначены (прямоугольники) участки отбора проб.

1–5 – региональные подразделения: 1 – Омулевский террейн (терригенно-карбонатные среднеордовикско–нижнекаменноугольные отложения); 2 – Рассохинский террейн (кембрийско–ордовикские и девон–нижнеюрские вулканогенные и осадочные образования); 3 – Арга-Тасский террейн (глубоководные базальты и сланцы верхнего палеозоя, а также девонские палеорифтовые образования); 4 – Уяндино–Ясачненский вулканогенный пояс (средне-верхнеюрские вулканиты); 5 – Ожогинская впадина (палеоген–неогеновые осадочные отложения); 6 – гранитоидные массивы (жирной линией обведены граниты силурийского возраста); 7 – геологические границы; 8 – региональные разрывные нарушения: 1 – Сереченский, 2 – Булгутский, 3 – Арга-Тасский надвиги; 9 – точки опробования и их номера

не-позднеюрскими вулканитами Уяндино-Ясачненского пояса (рис. 1).

В работах, в которых рассматривалось строение Омулевского и Рассохинского террейнов, приводятся различные точки зрения как по поводу палеогеографии, так и геодинамической принадлежности комплексов пород в их составе.

Большинством исследователей отмечается факт существования в палеозое к востоку от Верхоянской окраины Сибирского кратона (в современных координатах) крупного океанического бассейна, в котором формировались отложения, входящие в состав рассматриваемых террейнов [10, 17, 19, 20, 38, 71, 72]. Существует другая точка зрения,

согласно которой террейны представляют собой фрагменты Арктической пассивной окраины [2]. По мнению одних исследователей Верхоянская континентальная окраина сопоставима с современными пассивными окраинами [8, 38, 42, 72], по мнению других эта структура наиболее соответствовала активной окраине, аналогичной континентальной окраине юго-восточной Азии [4, 18].

В.С. Оксман [17] предполагал, что ордовикско–девонские отложения слагали части Верхоянской пассивной континентальной окраины и могли накапливаться в окраинно-морских обстановках. Система таких окраинных морей, или малых бассейнов, отделяла Верхоянскую континентальную окраину от океанического бассейна, который на севере соединялся с Палеоуральским океаном, на востоке с Палеопацификой, а на юге с Палеоазиатским океаном, которые со всех сторон окружали Северо-Азиатский континент [17]. Отделение террейнов от восточной части Верхоянской окраины могло произойти в раннем кембрии [63], раннем ордовике [4] или девоне [38].

Палеозойские породы Омuleвского террейна входили в состав “карбонатной платформы” и накапливались вдоль восточного края Верхоянской континентальной окраины [38]. Палеомагнитные данные показывают, что в силуре–девоне Омuleвский террейн находился в низких широтах и до позднего девона был связан с Сибирью [82]. Существует мнение о связи в ордовике–силуре бассейнов Верхоянской окраины с районами Северной Америки [18], а в ходе сопоставления разрезов силура и девона установлено большое сходство фауны, литологического состава и мощностей отложений Омuleвского террейна с террейнами Александер и Фэрвелл на Аляске, палеомагнитные данные, приведенные в работах также показывают близкое расположение этих террейнов [52, 53].

Раннепалеозойские вулканогенно–осадочные образования Рассохинского террейна трактуются как возникшие в пределах отчлененной от Сибирского палеоконтинента структуры глубоководные раздвиговые бассейны или желобы, вдоль которых концентрировался вулканизм [4, 18], либо как островодужные образования, аккрецированные к Омuleвскому террейну в конце кембрия [38] или силуре [44]. Силурийское тектономагматическое событие подтверждается, выявленными массивам гранитоидов сходного возраста [36].

Настоящая работа содержит первые для этого региона U–Pb геохронологические исследования обломочных цирконов, позволившие внести уточнения и изменения в имеющиеся реконструкции его раннепалеозойской тектонической эволюции, а также охарактеризовать возраст источника сноса обломочного материала.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Омuleвский террейн

Омuleвский террейн протягивается на 1000 км при ширине 100–150 км вдоль юго-западной и северо-западной окраин Колымо–Омолонского супертеррейна, образуя резкий коленообразный изгиб в бассейне верхнего течения реки Селенных [38]. На территории исследований представлена его юго-восточная часть, где Омuleвский террейн по зоне Сереченского надвига граничит с Рассохинским террейном (рис. 1). Здесь террейн слагают среднеордовикско–нижнекаменноугольные терригенно–карбонатные породы с подчиненным количеством вулканитов, приуроченных к вулканической толще позднего ордовика (рис. 2).

Нижнепалеозойские породы имеют преимущественно терригенный состав, а верхнепалеозойские сложены карбонатными разностями. В пределах Омuleвского террейна отбор проб для изотопного датирования обломочных цирконов и уточнения геологического строения проводился на двух участках – Кручина и Фестивальный, расположенных в истоках реки Рассоха (рис. 3, а, б).

Участок Кручина. На участке Кручина выходят на дневную поверхность средне–верхнеордовикские породы минуткинской свиты и нижнесилурийские породы катыскинской свиты, которые перекрыты терригенными отложениями нижней части илиньтасской серии средне–позднеюрского возраста и прорваны дайками позднеюрского возраста (см. рис. 3, а). Отложения нижнего палеозоя рассекаются надвигами северо-восточной вергентности, которая не характерна для территории и маркирует наличие треугольной зоны в форланде террейна [32]. Преобладают дизъюнктивные нарушения правосдвиговой кинематики северо-западного простирания. Пробы для определения возраста обломочных цирконов были отобраны из минуткинской и катыскинской свит (см. рис. 2, см. рис. 3, а).

Минуткинская свита. Минуткинская свита сложена терригенными породами образующими градационно–слоистые ритмы. Для пород данной свиты характерна тонкая, обычно параллельная слоистость, но местами наблюдается как мелкая косая, так и волнистая слоистость. Проба 82-1 отобрана из мелкозернистого песчаника средней части свиты (см. рис. 2).

Все известные разрезы свиты детально охарактеризованы граптолитами, которые определяют ее возраст в интервале второй половины даррильского–начала катийского веков, лачугский и харкинджинский горизонты среднего–верхнего ордовика [25] (см. рис. 2).

Среди найденных граптолитов установлены зональные формы – *Hustedograptus* (= *Glyptograptus*) aff. *teretiusculus* (His), *Nemagraptus gracilis*

(Hall), *Climacograptus peltifer* Lapw., *Diplograptus* aff. *multidens* E. et W., *Diplograptus* cf. *ingens wellingtonensis* Harr. et Thom. Эти формы являются видами-индексами одноименных региональных зон *Hustedograptus* aff. *teretiusculus*, *Nemagraptus gracilis*, *Climacograptus peltifer* – *Diplograptus multidens*, *Diplograptus* cf. *ingens wellingtonensis*.

Дарривильский возраст нижней части толщи подтверждается также находками брахиопод *Sowerbyella* cf. *negritus* (Willard), близких виду-индексу зоны *Sowerbyella negritus* и остракодами *Coelochilina patibilis* V. Ivan., *Egorovella defecta* V. Ivan., также характерными для лачугского горизонта [25]. Мощность свиты оценивается в 360–500 м.

Катыскинская свита. Данная свита представлена терригенно-карбонатными породами. Проба 79-1 отобрана из кварцевого песчаника нижней части свиты (см. рис. 2).

Лландоверийский (рудданский, аэронский и большая часть теличского ярусов) возраст свиты определяется немногочисленными находками брахиопод *Zygospiraella duboisi* (Vern.), характерных для зон *Protatrypa* sp. и *Skenidioides scolioides*, *Borealis borealis* (чалмакский горизонт), граптолитов *Stimulograptus* (= *Monograptus*) cf. *sedgwicksii* Portl. зоны *Stimulograptus sedgwicksii*, верхи чалмакского горизонта и многочисленных граптолитов *Monograptus priodon* (Bronn.) и близких форм, характерных для зоны *Oktavites spiralis*, верхи аникинского горизонта [25] (см. рис. 2). Общая мощность свиты на территории оценивается не более 1010 м.

Участок Фестивальный. Данный участок расположен в районе впадения реки Хахандя в реку Рассоху (см. рис. 3, б). Здесь находится разрез “Фестивальный” [7]. На участке обнажаются породы позднесилурийского и девонского возрастов, на которых с угловым несогласием залегают вулканы средней части илиньтасской серии.

Проба С16-7-3 для определения возраста обломочных цирконов была отобрана из тонкослоистого песчаника средней части гарымчанской свиты (см. рис. 2, см. рис. 3, б).

Гармычанская свита. Данная свита сложена терригенно-карбонатными отложениями. Лудфордско-пржидольский возраст свиты определя-

ется согласным залеганием на ней фаунистически охарактеризованных отложений калгарской свиты.

Найденные в гармычанской свите брахиоподы *Conchidium* ex gr. *alaskense* Kirk. et Amsden (зона *Conchidium knighti kolymaensis*) и оба вида строматопороидей (слои с *Amnestostroma fedorovi* и *Parallelostroma typicum*) из нижней части опорного разреза свиты отвечают верхней половине бизонского горизонта верхнего силура (см. рис. 2) [25].

Полная мощность свиты составляет 400–500 м.

Рассохинский террейн

Рассохинский террейн, протягивающийся на примерно 150 км при ширине 30–40 км, расположен в междуречье р. Зырянка и р. Омудевка, и заключен между Омудевским и Арга-Тасским террейнами (см. рис. 1).

От Арга-Тасского террейна отделен Арга-Тасским и Булкутским надвигами. Террейн слагают среднекембрийско-нижнеордовикские грубообломочные породы и ордовикские осадочно-вулканогенные породы. Силурийские отложения в разрезе отсутствуют.

На породах ордовика с угловым несогласием залегают осадочный комплекс девон-раннекаменноугольного возраста, по составу аналогичный наблюдаемому в Омудевском террейне, и перекрывается вулканогенно-осадочными стратифицированными подразделениями каменноугольно-раннеюрского возраста, предположительно островодужной природы (рис. 4).

Изучение геологического строения и отбор проб для изотопного датирования обломочных цирконов, в пределах Рассохинского террейна, осуществлялся на двух участках – Шумный и Агынджа, расположенных на реках Рассоха и Агынджа (см. рис. 3, в, г).

Участок Шумный. На участке Шумный расположена зона Сереченского надвига, представляющая собой (до 15 м мощности) полосу брекчированных пород, и разграничивающая Омудевский и Рассохинский террейны. В лежащем крыле надвига обнажаются известняки зырянской свиты верхнего девона–нижнего карбона (см. рис. 2).

Рис. 2. Стратиграфическая колонка для Омудевского террейна (по [33]), с указанием положения проб в разрезе). Обозначены (числа в правой части колонки) линии корреляции со стратиграфической колонкой для Рассохинского террейна.

1 – конгломераты валунные; 2 – конгломераты галечные; 3 – гравелиты; 4 – брекчии; 5 – конглобрекчии; 6 – песчаники; 7 – алевролиты; 8 – известковистые алевролиты; 9 – аргиллиты; 10 – известняки; 11 – известняки песчаные; 12 – органогенно-обломочные известняки; 13 – окремненные известняки; 14 – глинистые известняки; 15 – известняки доломитовые; 16 – мергели; 17 – доломиты; 18 – доломитовые мергели; 19 – доломиты песчаные; 20 – гипсы; 21 – ангидриты; 22 – кремни; 23 – фтаниты; 24 – спонголиты; 25 – базальты; 26 – трахиты; 27 – трахибазальты; 28 – туфы основного состава; 29 – туфы среднего состава; 30 – туфоконгломераты; 31 – туфопесчаники; 32 – туфоалевропелиты; 33 – туффиты разного состава; 34 – туффиты основного состава; 35 – кластолавы среднего состава; 36 – глинисто-кремнистые и известковистые конкреции; 37 – линзы глинистых известняков, ракушняков, мергелей, кремней и спонголитов



Висячем крыле надвига находится тектоническая пластина с наиболее древними комплексами Рассохинского террейна, на которых с угловым несогласием залегают породы девона (рис. 4, см. рис. 3, в).

Зырянскую свиту перекрывают вулканы средней части илиньгасской серии. Пробы для определения возраста обломочных цирконов были отобраны из офиолитокластитовой и конгломератовой толщ (см. рис. 2, см. рис. 3, в).

Офиолитокластитовая толща (офиолитокластитовый олистостром) на право- и левобережье р. Рассоха в районе устья руч. Шумный находится в основании стратиграфического разреза Рассохинского террейна и представлена преимущественно продуктами разрушения комплексов океанической коры [13, 30, 45].

Породы толщи подвержены разнообразным по генезису и кинематике деформациям и отражают многостадийность тектонической эволюции региона [26].

Толщу слагают преимущественно гравелитопесчаники и мелкогалечные конгломераты с существенным содержанием серпентинитов как в кластической части, так и в составе цемента. В обломочном материале выявлен практически полный набор главных членов офиолитовой ассоциации — серпентинизированные ультрабазиты, яшмы, долериты, базальтоиды, что и послужило основой для названия толщи.

Одним из маркирующих признаков толщи является повсеместное развитие фуксита (особенно в доломитах), что придает породам пестроцветную окраску. Проба 1100-4 отобрана из серпентинитовых по составу гравелитопесчаников, которые ассоциируют с обломками красных яшм в средней части толщи (см. рис. 4).

Нижняя граница толщи не установлена. Выше с разрывом, но без видимого углового несогласия, залегают фаунистически охарактеризованные конгломераты нижнего ордовика. Возраст толщи как средне-позднекембрийский принимается по ее структурному положению, а также по находкам в ней сферических радиолярий, известных с начала кембрия. Не исключается, что ниж-

ние горизонты толщи могут иметь вендский возраст [13].

Общая мощность толщи 100–190 м.

Конгломератовая толща залегают с разрывом на разных слоях офиолитокластитовой толщи и рассматривается как олистостромовые образования, которые сформировались за счет интенсивного разрушения пород прилегающей континентальной окраины [44]. Залегание пород преимущественно крутое (70° – 80°) моноклинальное, часто близкое к субвертикальному, в тектонических узких клиньях, осложненных разрывной тектоникой. Проба 4107-1 отобрана из мелкозернистого песчаника нижней части толщи (см. рис. 4).

Позднекембрийско–тремадокский возраст конгломератовой толщи принят на основании ее стратиграфического положения под иченской толщей, содержащей граптолиты флоского яруса. Нижняя граница определяется присутствием в отложениях толщи трилобитов *Plethopeltides magnus* Z. Max., известных в лопарском горизонте тремадока Сибирской платформы.

Мощность толщи в разрезе на р. Рассоха в районе руч. Шумный достигает 150–200 м, в целом, мощность толщи составляет ~ 400 м.

Участок Агынджа. Данный участок находится в районе верхнего течения одноименной реки, где среди карбонатных пород девона и вулканитов карбона залегают тектонические пластины булкутской свиты позднего ордовика, сформированной в островодужной обстановке [32, 37, 46] (см. рис. 3, г).

В связи с широким распространением медного оруденения булкутская свита детально изучалась несколькими коллективами авторов [9, 12, 32, 35, 37, 46].

В разрезе по каньону р. Агынджа выявлены экстрозивно-жерловые и дайковые тела как синхронные с ордовикским вулканизмом, так и более поздние валанжинские, связанные с Алазейско-Индибирской вулканической зоной [34]. Отложения, относящиеся к булкутской свите, ранее считались верхнесилурийскими [9], что не подтверждается нашими данными.

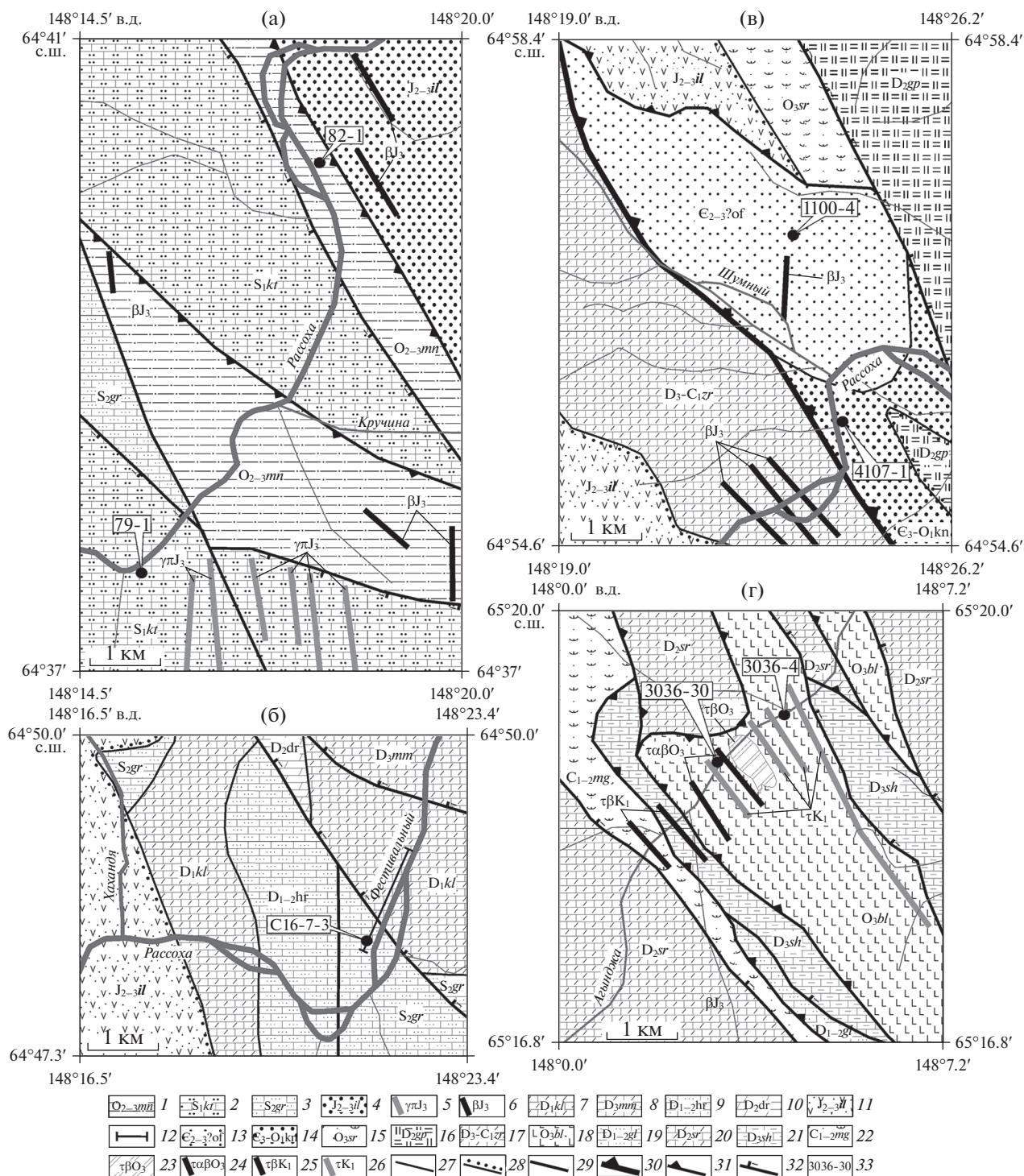
Рис. 3. Схемы геологического строения участков исследований (по [33]), с указанием мест отбора проб).

(а)–(б) – Омудевский террейн: (а) – участок Кручина, (б) – участок Фестивальный; (в)–(г) – Рассохинский террейн: (в) – участок Шумный, (г) – участок Агынджа.

Участок Кручина: 1–3 – свиты: 1 – минуткинская, 2 – катынская, 3 – гармычанская; 4 – терригенные отложения илиньгасской серии; 5–6 – дайки: 5 – гранит-порфиры, 6 – долеритов; **участок Фестивальный:** 7–8 – свиты: 7 – калгарская, 8 – момская; 9–10 – толщи: 9 – харитоньинская, 10 – дарымская; 11 – вулканогенные породы илиньгасской серии; 12 – линия разреза;

участок Шумный: 13–14 – толщи: 13 – офиолитокластитовая, 14 – конгломератовая, 15 – сереченская; 16–17 – свиты: 16 – гипсоносная, 17 – зырянская;

участок Агынджа: 18–22 – свиты: 18 – булкутская, 19 – гольшевская, 20 – сарыньская, 21 – сохская, 22 – магарская; 23 – экстрозивно-жерловые образования; 24 – дайки и силлы трахиандезибазальтов; 25–26 – дайки: – трахидолеритов, 26 – трахитов; 27–28 – границы: 27 – геологические, 28 – геологические несогласного залегания; 29 – разломы; 30 – Сереченский надвиг; 31 – надвиги; 32 – сбросы; 33 – точки опробования и их номера



В составе отложений булкуптской свиты установлены осадочно-вулканогенные породы. Проба 3036-30 отобрана из песчаников, расположенных в нижней части разреза свиты, проба 3036-4 из аналогичных пород в верхней части (см. рис. 4).

Возраст свиты в интервале сандбийского и начала катийского веков подтверждается стратиграфическим положением и находками граптолитов,

среди которых определяющую роль играют формы *Nemagraptus gracilis* (Hall), являющиеся видом-индексом одноименных стандартной и региональной зон *Nemagraptus gracilis*, ниже-харкинджинский подгоризонт (см. рис. 4) [25].

Максимальная мощность свиты оценивается в 1200 м. Приведены микрофотографии шлифов и их описание (рис. 5, табл. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выделение цирконов для определения возраста проводилось по стандартным методикам с использованием тяжелых жидкостей и сепарации во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия). Изотопный анализ цирконов в образцах 3036-4, 3036-30 и С16-7-3 был выполнен в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP II. Для калибровки использовались стандарты 91500 [87] и Temora [51]. При расчетах использовали константы распада (по [81]), поправка на нерадиоогенный свинец введена по модели [80] с использованием измеренного отношения $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Обработка результатов производилась с помощью программы SQUID [68]. Изотопное датирование цирконов в образцах 79-1, 82-1, 4107-1 и 1100-4 проводилось в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ, Россия) с помощью одноколлекторного магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) Element XR и установки лазерной абляции NWR 213. Размер кратера составлял 30 мкм. Фракционирование элементов и их изотопов калибровалось по международному стандарту 91500, а эталоны GJ и Plesovice использовались как контрольные образцы. Обработка данных масс-спектрометрического анализа проводилась с помощью программы GLITTER [60]. Подробное описание методики исследования приведено в работах [41, 65].

Приведены результаты анализов (Приложение 1: Табл. S1). В каждом образце было проанализировано от 65 до 110 зерен цирконов. Для построения гистограмм и кривых плотности вероятности возрастов и расчета средневзвешанных возрастов использовался макрос Isoplot 4.15 [69]. Возрасты цирконов моложе 1 млрд лет определялись по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, а более древние – по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Соответствующие возраста приведены, как Best age (см. Приложение 1: Табл. S1).

Значения максимумов, образуемых тремя и более зернами, рассчитаны с помощью макроса AgePick, разработанного в Геохронологическом

центре университета штата Аризона (Arizona LaserChron Center, Tucson).

При определении валидности полученных возрастов важное значение имеет величина дискордантности и при превышении некоторого критического значения результат удаляется из рассмотрения как недостоверный. Для всех изучавшихся нами образцов дискордантность рассчитывалась как

$$\text{Disc} = 100 \times \left(1 - \left(\frac{\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}{\text{возраст } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}} \right) \right),$$

хотя в последние годы стали активно применяться и другие подходы к ее расчету [75, 83].

Критическое значение дискордантности зависит от задач исследования, и если для определения возрастов конкретных источников сноса дискордантность не должна превышать 10%, то для определения соотношения между группами цирконов различного возраста рекомендуется более слабый критерий дискордантности в 30% [59].

Рассмотрим применение различных критических значений дискордантности на примере образца 79-1 (рис. 6; см. Приложение: Табл. S1).

Все полученные возрасты можно разбить, с некоторой долей условности, на три группы:

- группа 1 – моложе 651 млн лет;
- группа 2 – от 771 до 1408 млн лет;
- группа 3 – древнее 1508 млн лет.

Если величина дискордантности не используется для отбраковки недостоверных измерений (см. рис. 6а), то на данные группы приходится:

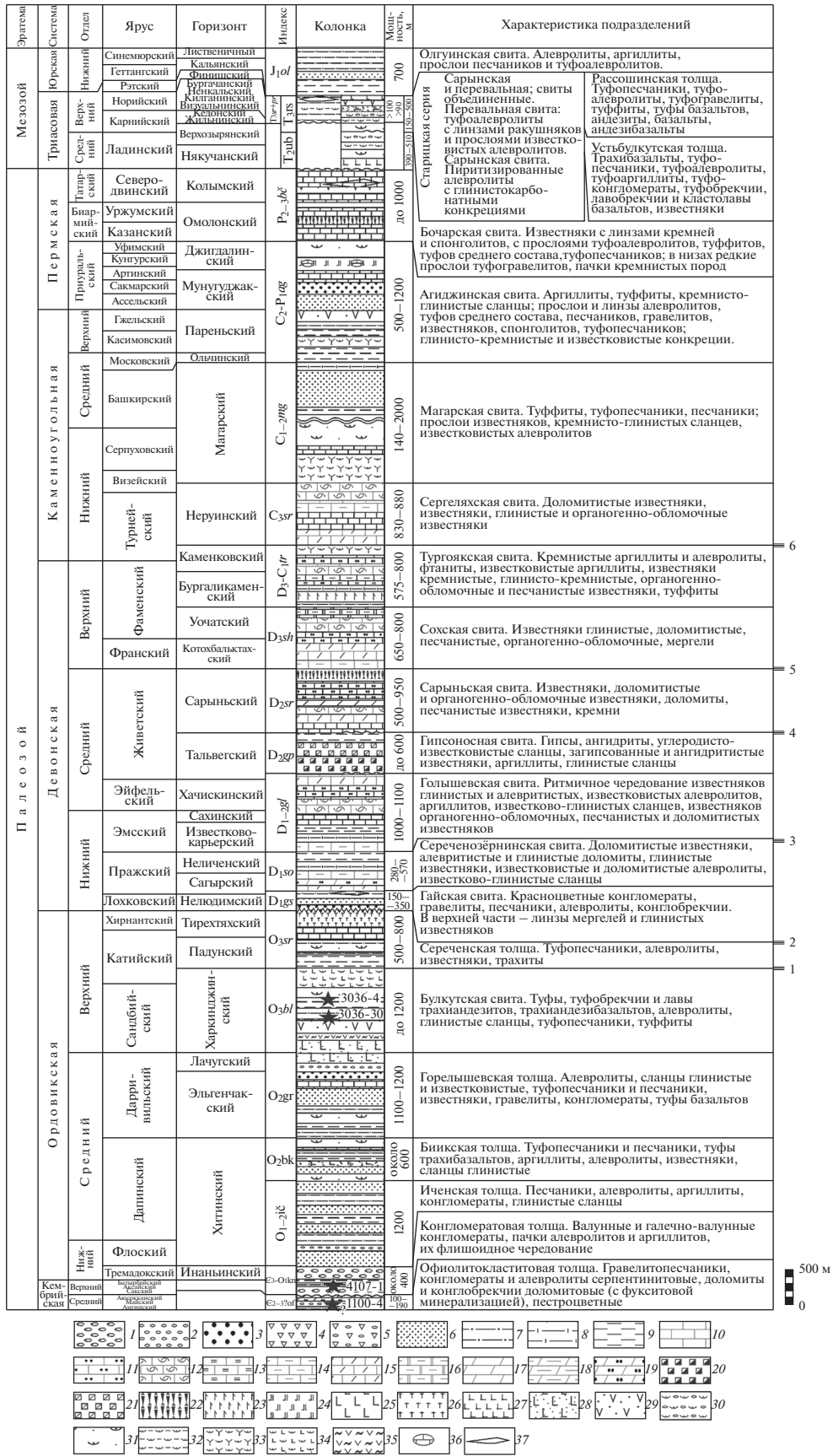
- группа 1 – 15% всех измерений;
- группа 2 – 25% всех измерений;
- группа 3 – 60% всех измерений.

При отбраковке измерений с дискордантностью:

- выше 30%, группы 1, 2 и 3 будут включать 12%, 25% и 63% всех измерений (см. рис. 6, б);
- выше 10%, относительный объем выделенных групп изменяется более существенно и на группы 1, 2 и 3 приходится соответственно 10%, 27% и 63% всех измерений (см. рис. 6, в).

Рис. 4. Стратиграфическая колонка для Рассохинского террейна (по [33]) с указанием положения проб в разрезе. Обозначены (числа в правой части колонки) линии корреляции со стратиграфической колонкой для Омудевского террейна.

1 – конгломераты валунные; 2 – конгломераты галечные; 3 – гравелиты; 4 – брекчии; 5 – конглобрекчии; 6 – песчаники; 7 – алевролиты; 8 – известковистые алевролиты; 9 – аргиллиты; 10 – известняки; 11 – известняки песчанистые; 12 – органогенно-обломочные известняки; 13 – окремненные известняки; 14 – глинистые известняки; 15 – известняки доломитовые; 16 – мергели; 17 – доломиты; 18 – доломитовые мергели; 19 – доломиты песчанистые; 20 – гипсы; 21 – ангидриты; 22 – кремни; 23 – фтаниты; 24 – спонголиты; 25 – базальты; 26 – трахиты; 27 – трахибазальты; 28 – туфы основного состава; 29 – туфы среднего состава; 30 – туфоконгломераты; 31 – туфопесчаники; 32 – туфоалевропелиты; 33 – туффиты разного состава; 34 – туффиты основного состава; 35 – кластолавы среднего состава; 36 – глинисто-кремнистые и известковистые конкреции; 37 – линзы глинистых известняков, ракушняков, мергелей, кремней и спонголитов



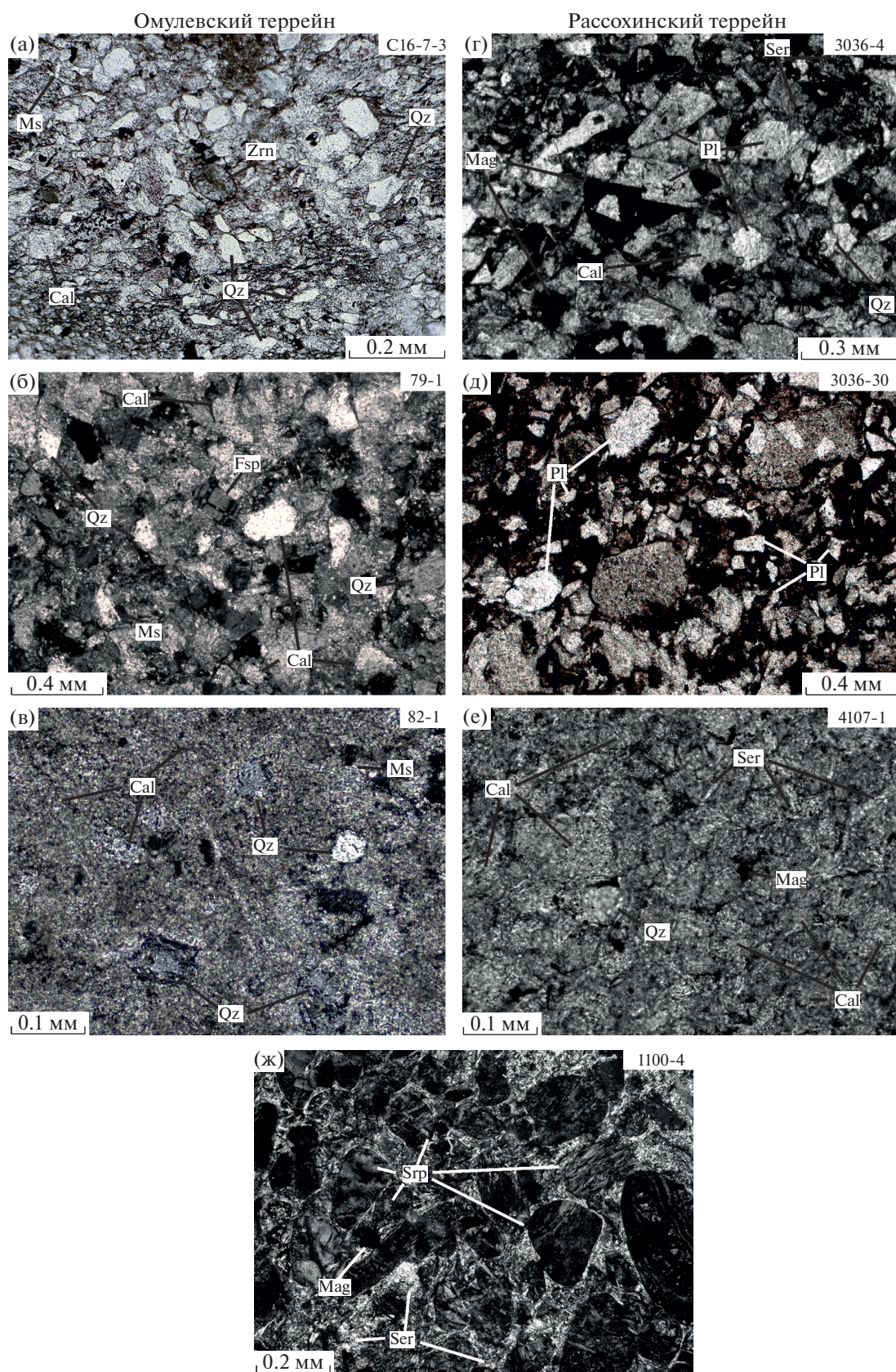


Рис. 5. Микрофотографии шлифов в поляризованном свете.

Описание приведено в таблице 1.

Обозначения минералов (по [86]): Cal – кальцит; Fsp – калиевый полевой шпат; Mag – магнетит; Ms – мусковит; Pl – плагиоклаз; Qz – кварц; Ser – серицит; Srp – серпентин; Zrn – циркон.

Таблица 1. Определение возраста и состава (%) пород Омuleвского и Рассохинского террейнов.

Возраст	№ пробы	Координаты	Стратиграфическое подразделение	Состав пород
Омuleвский террейн				
Поздний силур (лудфордский век–пржидольская эпоха)	C16-7-3	148°21'38.8" в.д. 64°48'12.9" с.ш.	гармычанская свита	<ul style="list-style-type: none"> • песчаник тонкослоистый с линзовидной текстурой, обломочные зерна угловатые, остроугольные, неокатанные представлены: <ul style="list-style-type: none"> – кварц 0.05–0.1 мм (35–40%); – кальцит 0.02–0.15 мм (30%); – калиевый полевой шпат 0.02–0.15 мм (8–10%); – серицит (15%); – рудные минералы 0.02–0.15 мм (5%); – единичные обломки пород до 2.5 мм; – редкие зерна циркона до 0.16 мм.
Ранний силур (лландоверийская эпоха)	79-1	148°15'6.7" в.д. 64°37'16.7" с.ш.	катыскинская свита	<ul style="list-style-type: none"> • кварцевый песчаник неяснослоистый, обломки угловатые, неокатанные представлены: <ul style="list-style-type: none"> – кварц 0.1 мм (90%); – плагиоклаз 0.1 мм (2–3%); – калиевый полевой шпат (1–2%); – рудные минералы (3–4%); – редкие зерна циркона. • цемент (карбонатный) базально-порового типа.
Средний–поздний ордовик (вторая половина дарривильского–начало катийского века)	82-1	148°17'54.7" в.д. 64°40'37.9" с.ш.	минуткинская свита	<ul style="list-style-type: none"> • Мелкозернистый глинистый песчаник, в глинисто-известковой массе рассеяны песчаные и алевритовые обломочные, которые представлены: <ul style="list-style-type: none"> – частицы кварца 0.01–0.1 мм (6–7%); – редкие зерна циркона; – ксеноморфные тонкие зерна рудного минерала (1–2%). • часть карбонатного материала имеет обломочное происхождение.
Рассохинский террейн				
Поздний ордовик (сандбийский–начало катийского века)	3036-4	148°3'53.6" в.д. 65°19'8.2" с.ш.	булкуптская свита	<ul style="list-style-type: none"> • песчаник среднезернистый неяснослоистый, структура породы псаммитовая, обломочные зерна угловатые, остроугольные, неокатанные представлены: <ul style="list-style-type: none"> – плагиоклаз (0.2–0.3 мм (40–45%); – кварц 0.1–0.2 мм (30–35%); – калиевый полевой шпат 0.1–0.15 мм (8–10%); – рудные минералы 0.15–0.2 мм (7%). • цемент глинисто-карбонатный поровый (20–30% от общей массы); • по плагиоклазу развит серицит.

Таблица 1. Окончание

Возраст	№ пробы	Координаты	Стратиграфическое подразделение	Состав пород
Поздний ордовик (сандбийский–начало катийского века)	3036-30	148°3'11.4" в.д. 65°19'1.7" с.ш.	булгутская свита	<ul style="list-style-type: none"> • полевошпатовый песчаник тонкослоистый с гематитизированным базальным цементом, текстура микрослоистая, обломки угловатые, неокатанные представлены: <ul style="list-style-type: none"> – плагиоклаз 0.05–0.3 мм (90%); – карбонат 5–6%; – обломки порфировых базальтов 3–4%.
Поздний кембрий–ранний ордовик (тремадок)	4107-1	148°24'5.9" в.д. 64°55'16.6" с.ш.	конгломератовая толща	<ul style="list-style-type: none"> • мелкозернистый (псаммитовый) песчаник карбонатизированный, в глинисто-известковистом базальном цементе рассеяны: <ul style="list-style-type: none"> – алевритовые обломочные частицы кварца 0.01–0.1 мм (3–4%); – чешуйки серицита (6–7%); – единичные зерна циркона; – ксеноморфные тонкие зерна рудного минерала (1%). • часть карбонатного материала имеет обломочное происхождение.
Средний–поздний кембрий (?)	1100-4	148°20'39.9" в.д. 64°57'31.7" с.ш.	офиолитокластитовая толща	<ul style="list-style-type: none"> • гравелито-песчаник с окатанными овальными обломками серпентинизированных пород 0.5–3 мм (~70%). • цемент кремнисто-серицитовый. • в крупных обломках наблюдается петельчатая структура серпентина и обилие магнетита.

Очевидно, что чем строже требования к критической величине дискордантности, тем меньше становится относительный объем наиболее молодых зерен, что хорошо видно и при визуальном сравнении гистограмм на рис. 6. С учетом этого результата, при интерпретации данных U–Pb изотопных исследований мы принимаем во внимание все измерения возраста с дискордантностью менее 30%, что позволяет отбраковать наиболее недостоверные результаты, но сохранить относительный объем различных по возрасту групп цирконов.

Из рассмотрения также было исключено зерно с аномально молодым возрастом 153 ± 1 млн лет (образец 4107-1). Альтернативой является подход, представленный в работах [67, 70], в котором предложено считать результаты, чьи эллипсы по-

грешностей перекрывают линию конкордии, конкордантными, поскольку эллипс погрешностей 2σ является геометрическим местом точек в который результат попадает с вероятностью 95%.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Приведены координаты точек пробоотбора и характеристика образцов, отобранных для U–Pb изотопного исследования обломочных цирконов, микрофотографии изготовленных из них шлифов, а также катодолюминесцентные изображения цирконов разного возраста (см. табл. 1, см. рис. 5, рис. 7).

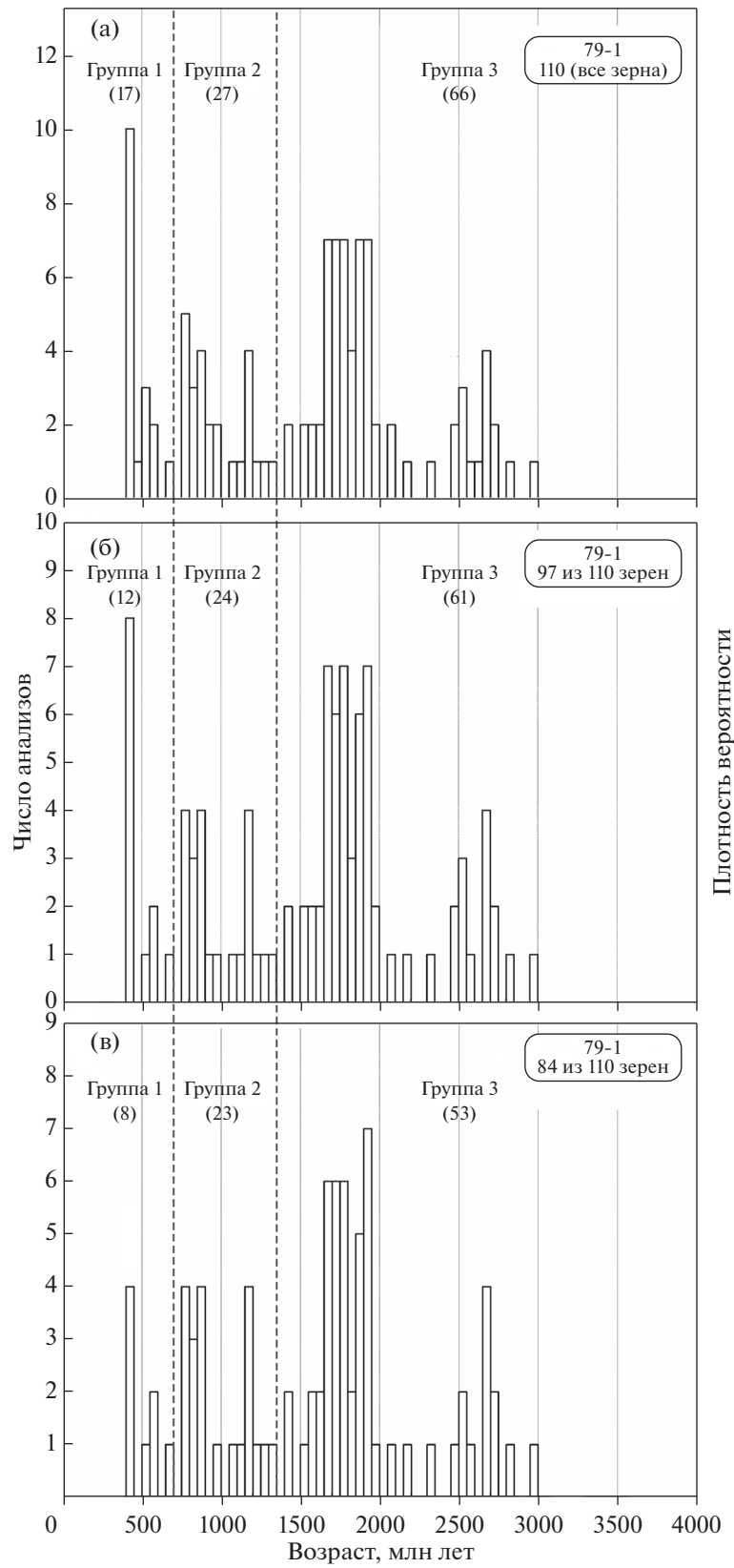
Для большинства из них характерно наличие хорошо сохранившихся граней и слабая степень окатанности. Округлые и овальные формы встре-

Рис. 6. Гистограммы распределения U–Pb изотопных возрастов обломочных цирконов пробы 79-1.

- (а) – дискордантность не учтена;
 (б) – дискордантность менее 30%;
 (в) – дискордантность менее 10%.

Ширина столбцов на гистограммах 50 млн лет.

Указано число зерен (в скобках), входящих в каждую группу.



чаются только среди зерен палеопротерозойского и архейского возрастов, вероятно, указывая на неоднократное переотложение. Доминируют зерна с отчетливой осцилляторной зональностью, характерной для цирконов магматического происхождения, метаморфические каймы и ядра редки. О незначительном распространении цирконов метаморфического происхождения свидетельствуют и величины Th/U отношений, которые меньше 0.1 только в единичных зернах [77]. настолько низкие значения характерны и для позднемагматического высокоуранового циркона, который будет избирательно разрушаться из-за высокой метамиктности.

Приведены графики плотности вероятности U–Pb возрастов обломочных цирконов, характеризующих образцы из Омuleвского и Рассохинского террейнов (рис. 8).

Омuleвский террейн

Для всех трех исследованных образцов характерно наличие отчетливо выраженного пика ордовикского возраста.

Образец С16-7-3. Всего проанализировано 65 зерен, дискордантность 63 результатов менее 30% (см. рис. 8а). Из них 35 зерен, что составляет более 55% всей популяции, образуют пик с возрастом 431 млн лет. Незначительные пики отмечаются для палеопротерозойских возрастов — 1710, 1947, 1981 и 2031 млн лет. Всего палеопротерозойские возрасты определены в 15 зернах, что составляет 24% всей популяции. Присутствуют единичные зерна с неопротерозойскими, мезопротерозойскими и архейскими возрастными. Для всех зерен величина отношения Th/U превышает 0.26.

Образец 79-1. Из 110 зерен дискордантность менее 30% определена для 97 результатов (см. рис. 8б). В данной породе выявлены многочисленные цирконы всех возрастов от силура до мезо—архея. Палеозойские возрасты обнаружены в 9 зернах и образуют отчетливый пик с возрастом 440 млн лет. Нео- и мезопротерозойские возрасты получены соответственно в 16 и 15 зернах, образующих пики 774, 801, 1173 и 1530 млн лет. Наиболее широко распространены зерна палеопротерозойского возраста (45 зерен или 46% всей популяции), образующие отчетливые пики с возрастными 1731 и 1877 млн лет. 12 зерен имеют архейский возраст и они образуют пики с возрастными 2505 и 2680 млн лет. В 4-х зернах с возрастными

1905 ± 21, 2510 ± 22, 593 ± 4 и 1853 ± 21 млн лет отмечены низкие величины отношения Th/U, которые составляют 0.02, 0.06, 0.07 и 0.08 соответственно.

Образец 82-1. Дискордантность менее 30% определена в 76 из 80 зерен (см. рис. 8, в). Наиболее широко распространены зерна раннепалеозойского (21 зерно) и неопротерозойского (43 зерно) возрастов, образующие многочисленные пики 482, 495, 523, 560, 574, 745, 783, 812, 839 и 881 млн лет. Зерна с мезо- и палеопротерозойскими возрастными единичны. 7 зерен имеют архейский возраст, и они образуют пик с возрастом 2541 млн лет. Одно зерно имеет низкое 0.08 отношение Th/U, возраст зерна составляет 592 ± 4 млн лет.

Рассохинский террейн

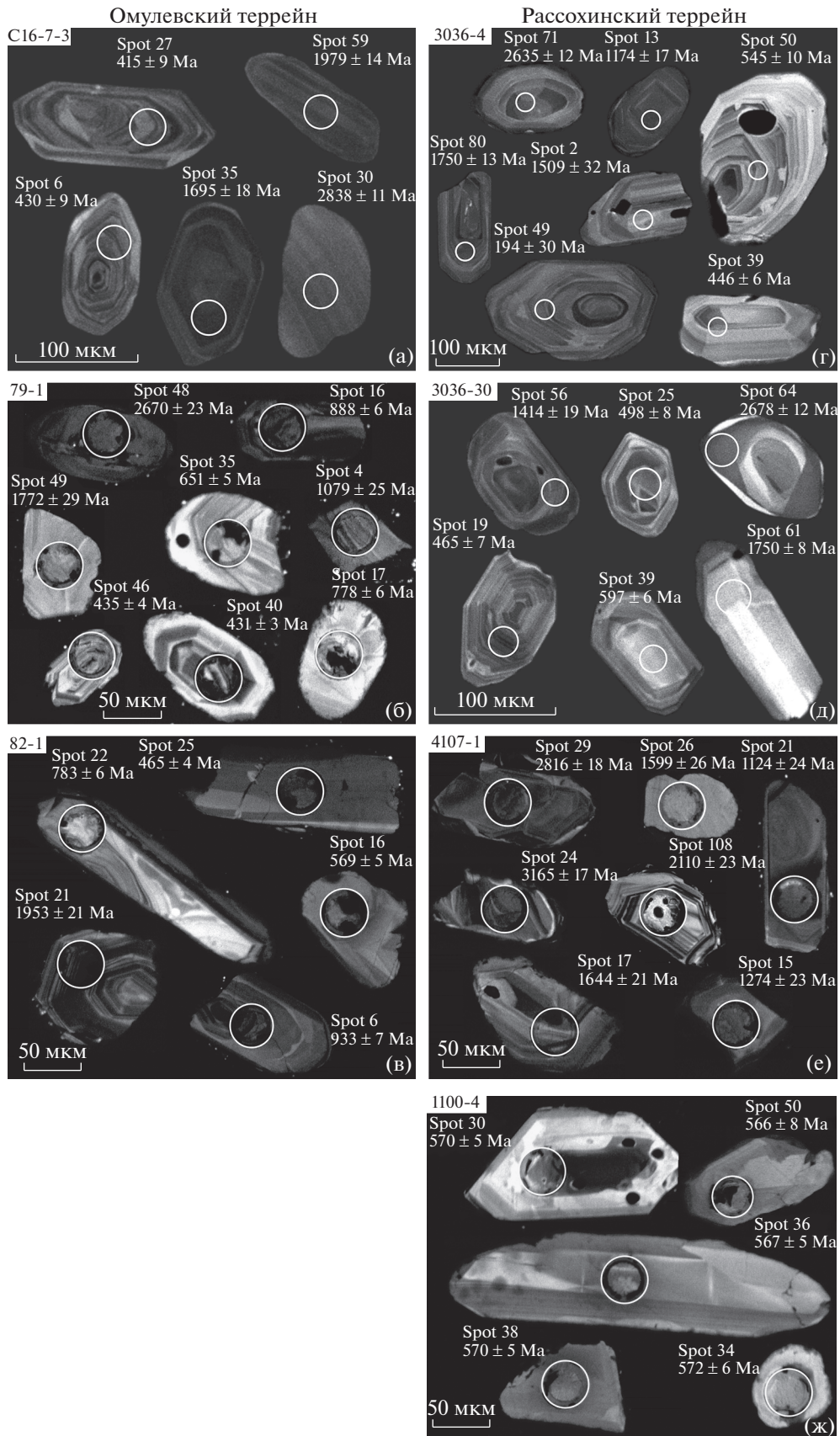
Для проанализированных образцов характерно наличие пиков венд—ордовикского возраста и/или обилие цирконов мезопротерозойского и палеопротерозойского возраста.

Образец 3036-4. 68 из 70 зерен характеризуются дискордантностью менее 30% (см. рис. 8г). Отчетливо выделяются 2 группы возрастов — раннепалеозойско—позднепротерозойские (вендские) и мезо—палеопротерозойские. Раннепалеозойско—вендские возрасты имеют 11 зерен (16% всей популяции), они образуют три пика 447, 542 и 572 млн лет.

В группе мезо—палеопротерозойских зерен возрасты варьируют в пределах от 1057 до 2000 млн лет. Ее составляют 48 зерен (71%), которые образуют множество пиков 1064, 1179, 1309, 1382, 1526, 1620, 1752, 1916 и 1994 млн лет. Присутствуют также зерна ранне-палеопротерозойского и архейского возрастов, но они не образуют статистически значимых пиков. Величина отношения Th/U превышает 0.21 во всех зернах.

Образец 3036-30. Из 81 зерна дискордантность менее 30% установлена в 73 зернах (см. рис. 8, д). Доминируют зерна раннепалеозойско—позднепротерозойского (вендского) возраста, на них приходится 40 зерен (55% всей популяции). Выделяются два крупных перекрывающихся пика 457 и 465 млн лет, и более мелкий пик с возрастом 493 млн лет. Мезо—раннепалеопротерозойские возрасты имеют 28 зерен (38%), они образуют серию небольших пиков 1248, 1449, 1511, 1694, 1750 и 1816 млн лет. Зерна с более молодыми и более древними возрастными единичны. Одно зерно с

Рис. 7. Катодолюминесцентные изображения обломочных цирконов разновозрастных популяций из раннепалеозойских пород Омuleвского и Рассохинского террейнов. Исследования образцов 82-1, 79-2, 1100-4, 4104-1 выполнены в РЦ “Нанотехнологии” СПбГУ (г. Санкт-Петербург, Россия); исследования образцов С16-7-3, 3036-30, 3036-4 выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия).



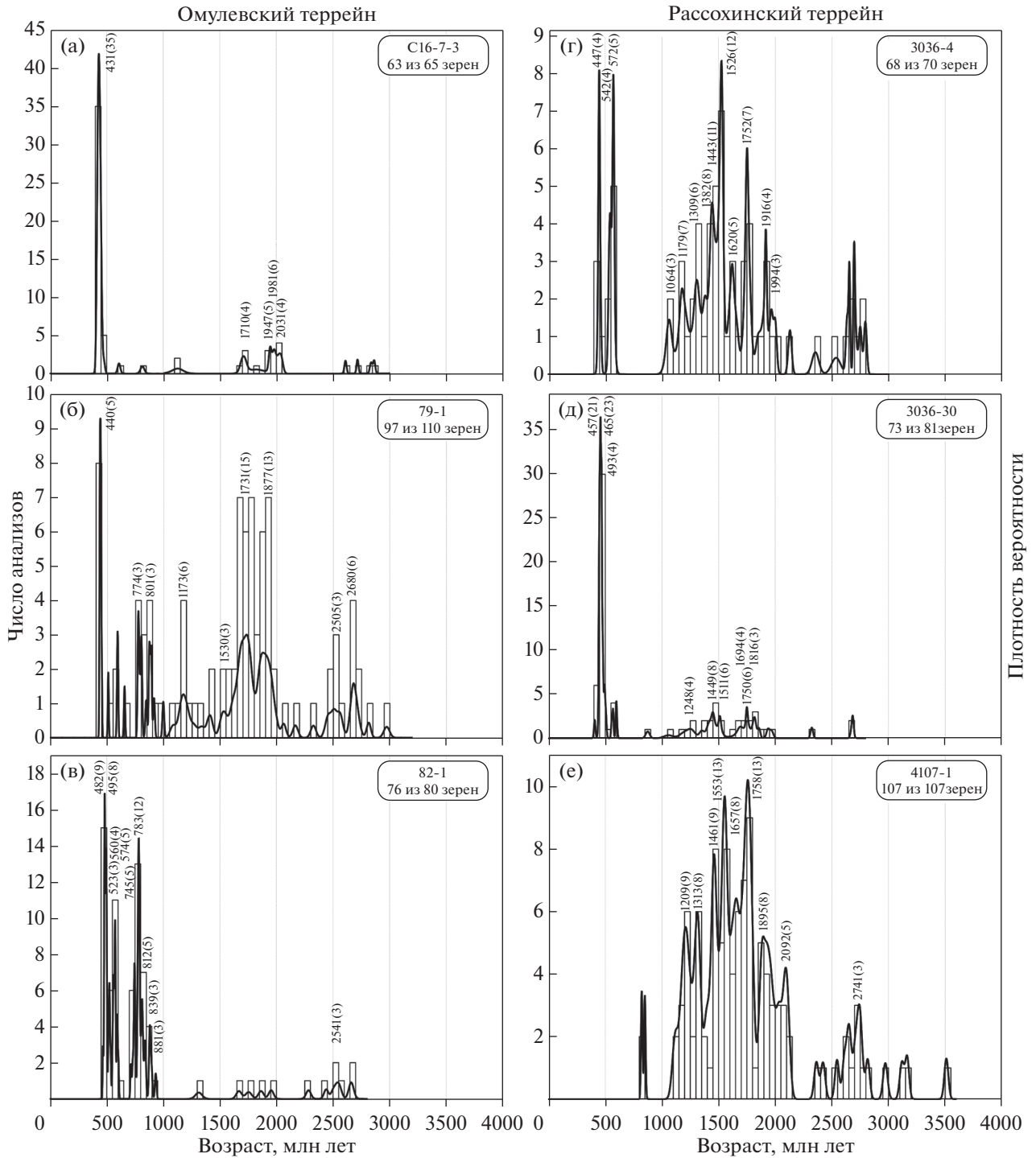


Рис. 8. Гистограммы и кривые плотности вероятности для U–Pb изотопных возрастов обломочных цирконов из пород разных стратиграфических уровней Омuleвского и Рассохинского террейнов. Дискордантность менее 30%. Показано (цифры в скобках) количество зерен.

возрастом 874 ± 17 млн лет характеризуется низким 0.03 отношением Th/U.

Образец 4107-1. Только 2 зерна имеют неопротерозойский возраст, более молодые зерна отсут-

ствуют (см. рис. 8, е). Группу мезо– и палеопротерозойских зерен составляют 90 зерен (86% всей популяции) и их возраст варьирует от 1109 до 2115 млн лет. Выделяются многочисленные пики с возрастaми 1209, 1313, 1461, 1553, 1657, 1758, 1895

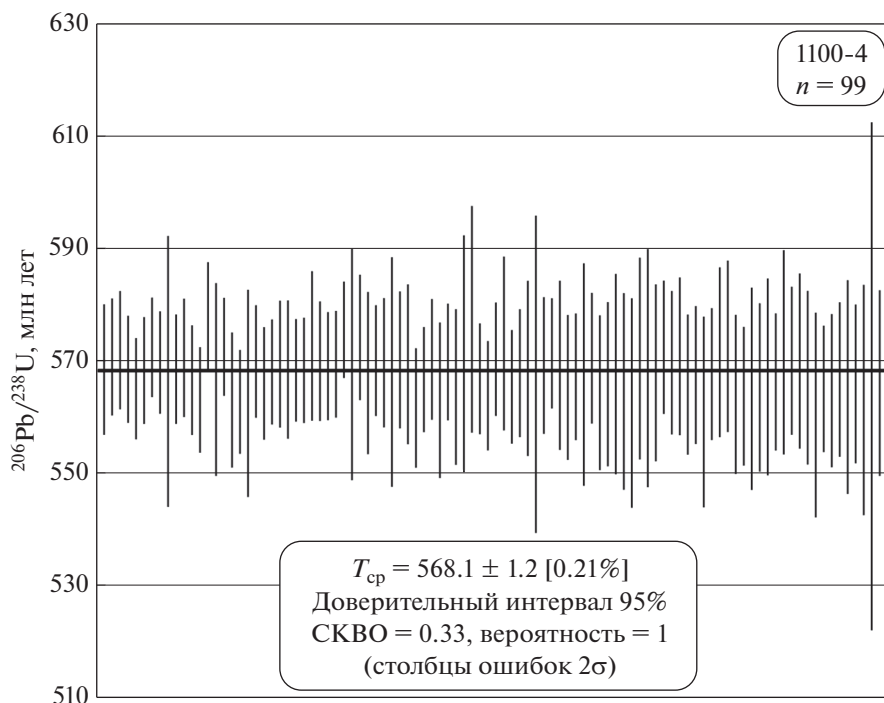


Рис. 9. Средневзвешанный U–Pb изотопный возраст обломочных цирконов из офиолитокластитовой толщи.

и 2092 млн лет. Более древние ранне-палеопротерозойские и архейские зерна образуют лишь один статистически значимый пик 2741 млн лет. В 4-х зернах с возрастaми 1879 ± 20 , 3165 ± 17 , 2093 ± 21 и 1650 ± 21 млн лет отмечены низкие величины отношения Th/U, равные соответственно 0.02, 0.04, 0.07 и 0.08.

Образец 1100-4. В этом образце после введения поправки на ^{207}Pb [5], 99 из 110 зерен имеют близкие возрастa, что позволяет рассчитать их средневзвешанный возраст, равный 568 ± 1 млн лет (рис. 9). Среди остальных зерен дискордантность менее 30% имеют 6, но они не образуют статистически значимых максимумов. Величина отношения Th/U превышает 0.19 во всех зернах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характеристика источников сноса обломочного материала

Обилие зерен циркона с возрастaми от силура до архея свидетельствует о гетерогенности источников сноса обломочного материала. Для Омуплевского террейна пассивной континентальной окраины характерно преобладание цирконов, источники сноса которых находились на Сибирской платформе или окружающих ее кратонных и пассивно-окраинных террейнах. Так, обломочные цирконы архейского и палеопротерозойского возрастa могли иметь источником сноса Си-

бирский кратон, в фундаменте которого широко развиты породы с близкими возрастными характеристиками [27]. Схожий возраст имеют также породы в кристаллическом фундаменте террейнов кратонного происхождения – Охотского и Омолонского массивов [1, 14, 15]. В то же время, наличие хорошо окатанных зерен циркона свидетельствует о его переотложении из более древних терригенных пород, которые могли иметь местное происхождение. Как сибирское, так и местное происхождение могли иметь и обломочные цирконы с возрастaми около 1710–1730 млн лет.

Магматические комплексы этого возрастa известны и на Сибирском кратоне, и в Приколымском террейне, также входящем в состав Колымо-Омолонского супертеррейна и имеющего пассивно-окраинное происхождение [38, 43, 56].

Обломочные цирконы мезопротерозойского возрастa (1173 и 1530 млн лет) не имеют очевидного источника в фундаменте Сибирского кратона и соседних кратонных террейнов, но доминируют в неопротерозойских отложениях юго-восточной окраины Сибирского кратона [62]. Их появление в палеозойских терригенных породах Омуплевского террейна может быть связано с перемывом этих отложений. Близкие по возрастa обломочные цирконы широко развиты и в кембрийско-ордовикских отложениях Рассохинского террейна (см. рис. 8, г, е). Не исключено развитие пород мезопротерозойского возрастa на Омолонском массиве.

Цирконы с поздне-неопротерозойскими возрастами образуют значимые популяции и их вероятным источником сноса могли являться магматические породы, слагающие докембрийские террейны Центрально-Таймырской зоны [22, 64, 74, 84, 85]. Выявленные 2 зерна циркона с низкими Th/U отношениями, вероятно метаморфического происхождения с возрастными 593 ± 4 и 592 ± 4 млн лет, что близко ко времени проявления заключительных стадий допалеозойского магматизма и метаморфизма в пределах Центрально-Таймырской зоны [11, 74].

Другой возможный источник с близкими по возрасту магматическими породами располагался на юго-западном и южном обрамлении Сибирского кратона на значительно большем расстоянии от Омилевского террейна, чем Центрально-Таймырская зона [6, 16, 28, 40, 47].

Цирконы с раннекембрийскими возрастными, скорее всего, свидетельствуют о сносе с северо-востока Сибирского кратона, в пределах которого обнажается рифтогенный бимодальный комплекс и туфы с изотопными датировками от 525.6 ± 3.9 до 546.0 ± 7.7 млн лет [24, 54].

Источником сноса позднекембрийско-раннеордовикских обломочных цирконов, вероятнее всего, могли быть обнаруженные на арх. Северная Земля (северная континентальная часть России) эффузивные породы и гранитоиды [66], но соотношение Омилевского террейна и Северной Земли в раннем палеозое остается неясным. Раннесилурийский возрастной пик совпадает с возрастом гранитов, расположенных к северу от р. Рассоха в пределах Рассохинского террейна [36] (см. рис. 1).

Распределение U–Pb возрастов обломочных цирконов в островодужном Рассохинском террейне островодужного происхождения значительно отличается от такового в Омилевском террейне и характеризуется преобладанием цирконов мезопротерозойского возраста. Хотя по распределению возрастов мезопротерозойских цирконов изученные образцы сходны с неопротерозойскими песчаниками юго-восточной окраины Сибирского кратона, незрелый состав терригенных пород и слабая окатанность кристаллов циркона позволяют исключить более древние песчаники из числа вероятных источников кластического материала Рассохинского бассейна [62] (см. табл. 1, см. рис. 6).

В то же время, близкие по возрасту мезопротерозойские тектоно-магматические события происходили в Гренвилльской провинции на востоке (здесь и далее – в современных координатах) Северной Америки и в Свеконорвежском орогене на юго-западе Фенноскандии, в Гренландии и Свальбарде, что позволяет рассматри-

вать их как возможные источники обломочного материала [50, 76, 78, 79]. Цирконы архейского и палеопротерозойского возрастов, скорее всего, также поступали из этих же питающих провинций, хотя могли, по крайней мере частично, быть переотложенными из более древних осадочных толщ.

Более молодые цирконы имеют локальный источник сноса. Цирконы не характерны для ультраосновных пород (нормальной щелочности), и их относительное обилие в офиолитокластитах отражает, скорее всего, размыв плагиогранитов или тоналитов, входящих в состав этой же офиолитовой ассоциации. В пользу местного единственного источника сноса свидетельствует хорошая сохранность формы кристаллов и синхронность почти всех зерен (средний возраст 568 ± 1 млн лет), определяя время формирования размывавшегося офиолитового комплекса, сформированного в байкальскую эпоху орогенеза (см. рис. 6).

Немногочисленные цирконы близкого возраста присутствуют и в образце 3036-4 из булгутской свиты. Пики с возрастными 457–447 млн лет отражают размыв островодужных вулканических пород, широко распространенных в булгутской свите [37].

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Полученные U–Pb датировки обломочных цирконов свидетельствуют, что основные источники обломочного материала для ордовикско-силурийских осадочных пород Омилевского террейна находились на северной и северо-восточной пассивной окраине Сибирского кратона, что позволяет предположить палеогеографическое положение террейна у северной оконечности Сибири (рис. 10).

Такое расположение террейна косвенно подтверждается отсутствием явных признаков девонского рифтогенеза, который фиксируется только на восточной окраине Сибири и предполагает наиболее вероятным отчленение от кратона в раннем кембрии [38, 63]. Палеогеографически близко находился и террейн Фэрвелл, что доказывается сходством ископаемой фауны [52, 53]. Другим аргументом служит сходство возрастных характеристик обломочных цирконов в сопоставимых по возрасту отложениях [57]. В области нахождения обоих террейнов можно предположить трансформный разлом с праводвиговой кинематикой, по которому происходило перемещение вдоль окраины Сибири [55].

Рассохинский террейн на протяжении раннего палеозоя был связан с северо-восточной окраиной Северной Америки (Лаврентии) или северо-западной окраиной Балтики, о чем свидетель-

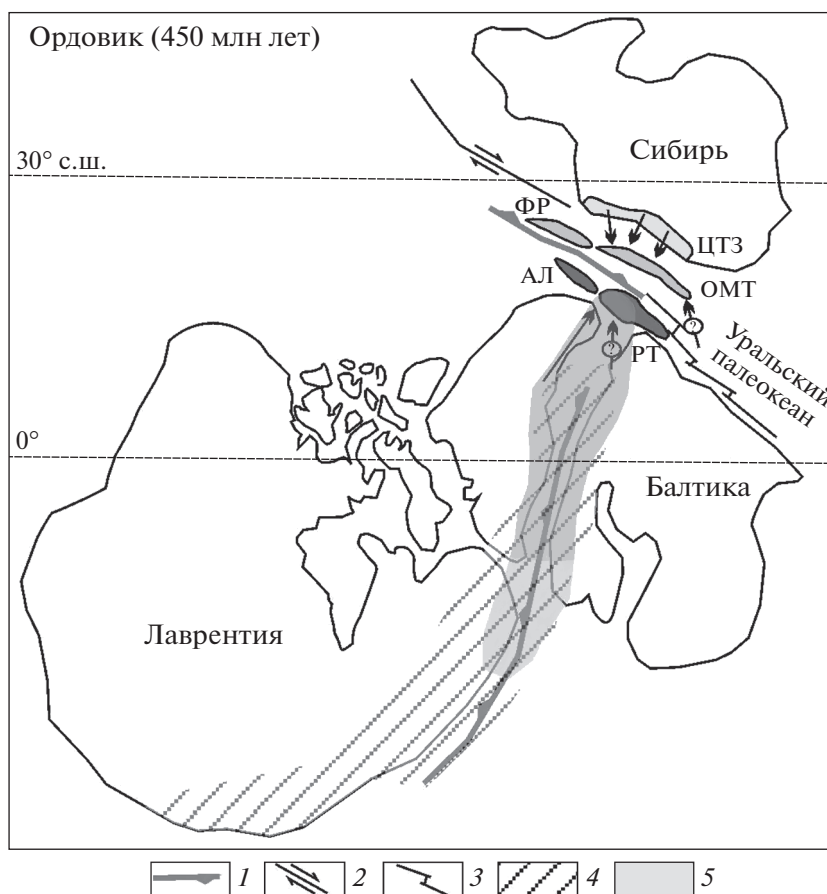


Рис. 10. Палеогеографическая модель взаимного расположения Сибири, Лаврентии и Балтики в позднем ордовике (по [55], с дополнениями).

Обозначено: ОМТ – Омuleвский террейн; РТ – Рассохинский террейн; АЛ – террейн Александр; ФР – террейн Фэревелл; ЦТЗ – Центрально-Таймырская зона.

1 – зона субдукции; 2 – трансформный разлом; 3 – рифт; 4 – гренвилиты; 5 – каледониды

ствует обилие цирконов с мезопротерозойскими возрастaми. Несогласие в основании девона может быть результатом элсмирских деформаций, характерных для Лаврентийской окраины [73]. Определены сходные возрастa популяций обломочных цирконов у Рассохинского террейна и террейна Александр [48, 49, 55]. Террейн Александр фигурирует на многих палеогеографических реконструкциях и находится вблизи северо-восточной окраины Лаврентии или северо-западной Балтики [29, 48, 49, 55, 57, 58].

Сближение Рассохинского террейна с Омuleвским началось в катийский век позднего ордовика, о чем свидетельствует состав обломков вулканических пород в вулканомиктовой толще, который идентичен вулканокластическому материалу верхнеордовикских пород в Рассохинском террейне [3] (см. рис. 2).

Амальгамация террейнов произошла в начале силура в руданский век, о чем свидетельствуют

первый возрастной пик в 440 млн лет (5 зерен циркона), связанный с размывом сшивающего комплекса гранитоидов с близким возрастом [36] (см. рис. 8). Данное тектоно-магматическое событие отражает фазу каледонского орогенеза и может быть связано с закрытием океана Япетус. Размыв гранитоидов продолжался на протяжении всего силура, вплоть до образования гармычанской толщи, в которой наблюдается пик 431 млн лет (35 зерен циркона).

ВЫВОДЫ

Полученные первые данные U–Pb датирования обломочных цирконов из раннепалеозойских отложений Омuleвского и Рассохинского террейнов позволяют сделать следующие выводы:

1. Омuleвский террейн в ордовике-силуре располагался вдоль северной окраины Сибирского

кратона, с которого происходил преимущественный снос обломочного материала.

2. Рассохинский террейн находился вблизи северо-восточной оконечности Северо-Американского кратона и основной питающей провинцией являлись гренвилиты в его составе.

3. Террейны Фэрвелл и Александер имеют схожие источники сноса с Омuleвским и Рассохинским террейнами и характеризуются аналогичными палеогеографическими обстановками.

4. Амальгамация Рассохинского террейна с Омuleвским началась в руданском веке раннего силура и маркирует проявление каледонской фазы складчатости на изученной площади.

5. Офиолитокластитовая толща сложена продуктами размыва офиолитовой ассоциации, сформированной в байкальскую эпоху тектогенеза.

Благодарности. Авторы благодарны всем участникам экспедиционных работ и сотрудникам лабораторно-аналитических служб, при участии которых были получены материалы для данной работы. Авторы признательны анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору за тщательное редактирование.

Финансирование. Полевые работы и изотопно-геохронологические исследования (пробы С16-7-3, 3036-30, 3036-4) проводились в рамках темы ФГБУ "ВСЕГЕИ". Изотопно-геохронологические исследования (пробы 82-1, 79-2, 1100-4, 4104-1) и интерпретация данных выполнена при поддержке проекта РФФ 20-17-00197.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Жуланова И.Л. Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Омолонского массива (Северо-Восток России) // Геохимия. 2016. № 8. С. 675–684.
2. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии. – Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока Азии. – М-б 1 : 500000 – Под ред. Ю.М. Пушаровского – М.: ИЛ РАН. 1992. 56 с.
3. Булгакова М.Д. Литология ордовикских отложений Северо-Востока СССР. – Под ред. Л.М. Парфенова, Ю.В. Давыдова – М.: Наука, 1986. 176 с.
4. Булгакова М.Д. Палеогеография Якутии в раннем-среднем палеозое. – Под ред. К.И. Микуленко – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1997. 72 с.
5. Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U–Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканических бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельств позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 369–384.
6. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90.
7. Гагиев М.Х. Стратиграфия девона и нижнего карбона Омuleвского поднятия (Северо-Восток Азии). – Под ред. В.П. Похилайнена – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 196 с.
8. Геологическая карта СССР. – М-б 1 : 1000000 (новая серия). – Лист Q-54–55 – Хонуу. – Объяснительная записка. – Отв. ред. Л.М. Натапов, Е.П. Сурмилова – Л.: Мингео СССР, ВСЕГЕИ, Аэрогеология, 1986. 120 с.
9. Государственная геологическая карта СССР. – М-б 1 : 200000. – Серия Среднеколымская. – Лист Q-55-XXIX, XXX (Устье р. Булкут). – Объяснительная записка. – Сост.: Е.П. Сурмилова, Г.А. Максимова – Ред. З.П. Потапова – М.: Аэрогеология, 1987. 115 с.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – Под ред. В.Е. Хаина – М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
11. Коношенков А.Г., Соболев А.О. Новые данные по магматизму и метаморфизму Западного Таймыра // Природные ресурсы Таймыра. 2003. Вып. 1 (Дудинка). С. 237–271.
12. Кропачев А.П., Коновалов А.Л., Федорова Н.П. Медное оруденение на северо-западе Омuleвского поднятия. – В кн.: Стратиформное оруденение Якутии. – Под ред. Я.В. Яковлева – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С. 98–110.
13. Кропачев А.П., Стрельников С.И., Киселев А.А., Федорова Н.П. Доордовикские офиолитокластиты Омuleвского поднятия (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 4. С. 941–944.
14. Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Проскурнин В.Ф., Богомолов Е.С., Зелепугин В.Н., Родионов Н.В., Юрченко Ю.Ю. Палеопротерозойские гранитоиды кристаллического фундамента Юровского поднятия (Охотский массив): первые геохронологические U–Pb–SHRIMP-II-и изотопно-геохимические Nd–Sr-данные // ДАН. 2018. Т. 478. № 2. С. 196–200.
15. Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Родионов Н.В., Антонов А.В., Богомолов Е.С., Сергеев А.С. Главные этапы формирования палеоархейской коры Кухтуйского выступа Охотского массива // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 4. С. 3–22.
16. Ножекин А.Д. Докембрий юго-западной окраины Сибирского кратона // Изв. ТПУ. Науки о Земле. 2009. Т. 314. № 1. С. 5–16.
17. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). – Под ред. С.Д. Соколова, С.А. Куренкова, Л.М. Парфенова – М.: ГЕОС, 2000. 269 с.

18. *Орадовская М.М.* Ранний-средний палеозой Северо-Востока России. — Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 1997. 55 с.
19. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. — Под ред. К.В. Боголепова — Новосибирск: Наука. 1984. 192 с.
20. *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И.* и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7—41.
21. *Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника, 1993. № 1. С. 68—78.
22. *Прияткина Н.С., Худoley А.К., Куцова А.В.* Источники сноса неопротерозойских и верхнепалеозойских терригенных комплексов Восточного Таймыра: петрографические, геохимические и геохронологические данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 76—91.
23. *Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В., Васильев Д.А.* Седиментологические и литохимические особенности триасовых и юрских отложений северного фланга Кулар-Нерского террейна и Полоусного синклинория // Отечественная геология. 2012. № 5. С. 67—80.
24. *Прокопьев А.В., Худoley А.К., Королева О.В., Казакова Г.Г., Лохов Д.К., Малышев С.В., Зайцев А.И., Роев С.П., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Васильев Д.А.* Раннекембрийский бимодальный магматизм на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 199—224.
25. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). — СПб.: ВСЕГЕИ 2009. 267 с.
26. *Рогов А.В., Сычев С.Н.* Первые данные структурно-кинематического анализа пород Рассошинской зоны и ее обрамления (Омулевское поднятие, Восточная Якутия) // Вестн. СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64. Вып. 1. С. 65—80.
27. *Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 1—19.
28. *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.В.* Изотопные провинции и этапы формирования континентальной коры Байкало-Муйского пояса: Sm-Nd-изотопные данные по гранитоидам и кислым вулканитам // ДАН. 2007. Т. 416. № 3. С. 374—379.
29. *Соджа К.М., Антошкина А. И.* Террейн Александра Североамериканских Кордильер: критический анализ силурийско-девонской палеогеографии // Литосфера. 2013. № 4. С. 3—21.
30. *Соколов С.Д.* Офиолитовые и офиолитокластитовые олистостромы складчатых областей // Геотектоника. 1979. № 3. С. 76—88.
31. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60—78.
32. *Сычев С.Н., Лебедева О.Ю., Калинина Н.Б. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-6 1 : 200000. — Изд. 2-е — Серия Яно-Индигорская. — Листы Q-55-XXIX,XXX (Устье р. Булгут). — Объяснительная записка. — Под ред. С.Д. Соколова — Минприроды России, Роснедра, Якутнедра, ВСЕГЕИ — СПб.: ВСЕГЕИ, 2021. (в печати)
33. *Сычев С.Н., Лебедева О.Ю., Рогов А.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-6 1 : 200000. — Изд. 2-е — Серия Яно-Индигорская. — Листы Q-55-XXIX,XXX (Устье р. Булгут). — Под ред. С.Д. Соколова — Минприроды России, Роснедра, Якутнедра, ВСЕГЕИ — СПб.: ВСЕГЕИ, 2021. (в печати)
34. *Сычев С.Н., Лебедева О.Ю., Худoley А.К., Соколов С.Д., Рогов А.В., Маклашин В.С., Львов П.А.* Валанжинский умеренно-щелочной магматизм Рассохинского и Арга-Тасского террейнов (Северо-Восток России) // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 1. С. 34—42.
35. *Сычев С.Н., Рогов А.В., Лебедева О.Ю.* Золото-медно-порфировые перспективные рудные объекты Омулевского поднятия (Восточная Якутия). — В сб.: *Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов.* — Тез. докл. XI Международной научно-практической конференции (г. Москва, 12—15 апреля 2022 г.). — М. : ЦНИГРИ. 2022. С. 224—227.
36. *Сычев С.Н., Худoley А.К., Лебедева О.Ю., Рогов А.В., Соколов С.Д., Чемберлен К.Р., Маклашин В.С., Львов П.А.* Силурийский гранитоидный магматизм Рассохинского террейна (Северо-Восток России) // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 9—14.
37. *Сычев С.Н., Лебедева О.Ю., Рогов А.В.* Позднеордовикский вулканизм Рассохинского террейна (Восточная Якутия). — В кн.: *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России.* — Мат-лы XII Всероссийской научно-практической конференции (г. Якутск, 23—25 марта 2022 г.). — Якутск: СВФУ, 2022. С. 127—129.
38. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия). — Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина — М.: Наука, 2001. 571 с.
39. *Терехов М.И., Мерзляков В.М., Шпикерман Л.А. и др.* Геологическая карта верховьев рек Мома, Зырянка, Рассоха, Омулевка, Таскан, Ясачная и Сеймчан. — М-6 1 : 500000 — Под ред. В.М. Мерзлякова — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1989.
40. *Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В., Травин А.В.* Докембрийские террейны

- юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизийных событий // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 80–92.
41. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U–Pb изотопное датирование цирконов из PZ3–MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.
 42. Худoley А.К., Гурьев Г.А. Южное Верхоянье – пример среднепалеозойско-мезозойской пассивной окраины // ДАН. 1998. Т. 362. № 5. С. 666–669.
 43. Худoley А.К., Ткаченко В.И., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Сергеев С.А. Новые данные о возрасте докембрийских вулканитов хакдонской серии (восточное Приколымье) // ДАН. 2006. Т. 411. № 4. С. 505–509.
 44. Шпикерман В.И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. – Под ред. В.И. Гончарова, С.Г. Бялбужского – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1998. 333 с.
 45. Шпикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омудлевского поднятия. – В кн.: *Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР*. – Под ред. В.П. Похилайнена, М.Х. Гагиева – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1988. С. 5–27.
 46. Шпикерман В.И., Мерзляков В.М., Лычагин П.П., Савва Н.Е., Гагиев М.Х., Ликман В.Б. Медное оруденение в ордовикских вулканитах на востоке Якутской АССР // Тихоокеанская геология. 1988. № 4. С. 55–64.
 47. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. – Под ред. Е.В. Склярова – Новосибирск: СО РАН, 2006. 367 с.
 48. Beranek L.P., Van Staal C.R., McClelland W.C., Israel S., Mihalynuk M.G. Baltican crustal provenance for Cambrian–Ordovician sandstones of the Alexander terrane, North American Cordillera: evidence from detrital zircon U–Pb geochronology and Hf isotope geochemistry // *J. Geol. Soc.* 2013. Vol. 170. P. 7–18.
 49. Beranek L.P., Van Staal C.R., McClelland W.C., Israel S., Mihalynuk M.G. Detrital zircon Hf isotopic compositions indicate a northern Caledonian connection for the Alexander terrane // *Lithosphere*. 2013. Vol. 5. P. 163–168.
 50. Bingen B., Nordgulen Ø., Viola G. A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia // *Norw. J. Geol.* 2008. Vol. 88. P. 43–72.
 51. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // *Chem. Geol.* 2003 Vol. 200. P. 155–170.
 52. Blodgett R.B. Emsian (Late-Early Devonian) fossils indicate a Siberian origin for the Farewell terrane. – In: *Short Notes on Alaskan Geology 1997*. – Ed. by J.G. Clough, F. Larson, (Alaska Div. Geol. Geophys. Surv. Prof. Rep. 1998. № 118), P. 53–61.
 53. Blodgett R.B., Boucot A.J., Rohr D., Pedder A.E.H. The Alexander terrane of Alaska – a displaced fragment of Northeast Russia? Evidence from Silurian–Middle Devonian megafossils and stratigraphy // *Mem. Assoc. Australian Palaeontol.* 2010. Vol. 39. P. 323–339.
 54. Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty Sh.M., Kolosov P. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // *Science*. 1993. Vol. 261. P. 1293–1298.
 55. Colpron M., Nelson J.L. A Palaeozoic northwest passage; incursion of Caledonian, Baltican and Siberian terranes into eastern Panthalassa, and the early evolution of the North American Cordillera // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 2009. Vol. 318. P. 273–307.
 56. Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Peskov A.Yu., Guryanov V.A., Kosynkin A.V. Paleomagnetism of the Ulkan massif (SE Siberian platform) and the apparent polar wander path for Siberia in late Paleoproterozoic–early Mesoproterozoic times // *Precambrian Research*. 2015. Vol. 259. P. 58–77.
 57. Dumoulin J.A., Jones J.V., Bradley D.C., Till A.B., Box S.E., O’Sullivan P. Neoproterozoic–early Paleozoic provenance evolution of sedimentary rocks in and adjacent to the Farewell terrane (interior Alaska) // *Geosphere*. 2018. Vol. 14. P. 1–28.
 58. Ershova V., Lorenz H., Prokopiev A.V., Sobolev N., Khudoley A., Petrov E., Estrada S., Sergeev S., Larionov A., Thomsen T. The De Long Islands: A missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic // *Gondwana Research*. 2016. Vol. 35. P. 305–322.
 59. Gehrels G. Detrital zircon U–Pb geochronology: Current methods and new opportunities. – In: *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. – Ed. by C. Busby, A. Azor, (Blackwell, NY. USA. 2012. Ch. 2.), P. 47–62.
 60. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O’Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP–MS /Ed. P.J. Sylvester. Laser ablation ICP–MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues // *Mineral. Assoc. Canada. Short Course*. 2008. Vol. 40. P. 308–311.
 61. Harris D.B., Toro J., Prokopiev A.V. Detrital zircon U–Pb geochronology of Mesozoic sandstones from the Lower Yana River, northern Russia // *Lithosphere*. 2012. Vol. 5. P. 98–108.
 62. Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: Constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian craton // *Precambrian Research*. 2015. Vol. 259. P. 78–94.
 63. Khudoley A.K., Guriev G.A. Influence of Syn–sedimentary faults on orogenic structure: Examples from the Neoproterozoic–Mesozoic East Siberian passive margin // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 365. № 1–4. P. 23–43.

64. *Kuzmichev A.B., Danukalova M.K., Proskurnin V.F., Bagaeva A.A., Beresyuk N.I., Gromov P.A.* The pre-Vendian (640–610 Ma) granite magmatism in the Central Taimyr fold belt: The final stage of the Neoproterozoic evolution of the Siberian paleocontinent active margin // *Geodynam. Tectonophys.* 2019. Vol. 10. P. 841–861.
65. *Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G., et al.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite the Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: Ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // *Geol. Soc.* 2004. V. 30. P. 69–74.
66. *Lorenz H., Gee D.G., Whitehouse M.J.* New geochronological data on Palaeozoic igneous activity and deformation in the Severnaya Zemlya Archipelago, Russia, and implications for the development of the Eurasian Arctic margin // *Geol. Magazine.* 2007. Vol. 144. P. 105–125.
67. *Ludwig K.R.* On the Treatment of Concordant Uranium-Lead Ages // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1998. Vol. 62. P. 665–676.
68. *Ludwig K.R.* SQUID 1.12 A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, (Berkeley Geochronol. Center. Spec. Publ. 2005), 22 p. https://www.researchgate.net/publication/285874447_SQUID_112_A_User%27s_Manual (Accessed December 11, 2015)
69. *Ludwig K.R.* Isoplot V.4.15. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, (Berkeley Geochron. Center Spec. Publ. 2008. Vol. 4), 76 p. <https://www.bgc.org/isoplot> (Accessed December 18, 2021).
70. *Nemchin A., Cawood P.A.* Discordance of U–Pb systems in detrital zircons: Implications for provenance studies of sedimentary rocks // *Sedimentary. Geology.* 2005. Vol. 182. P. 143–162.
71. *Nokleberg, W.J.* (ed.) Metallogeneses and Tectonics of Northeast Asia // *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 2010. Vol. 1765. 624 p.
72. *Parfenov L.M.* Tectonics of the Verkhoyansk Kolyma Mezozoides in the context of plate tectonics // *Tectonophysics.* 1991. Vol. 139. P. 319–342.
73. *Piepjohn K., von Gosen W., Tessensohn F., Reinhardt L., McClelland W.C., Dallmann W., Gaedicke C., Harrison J.C.* Tectonic map of the Ellesmerian and Eurekan deformation belts on Svalbard, North Greenland, and the Queen Elizabeth Islands (Canadian Arctic) // *Arktos.* 2015. Vol. 1. № 12. P. 1–7.
74. *Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A., Zastrozhnov D., Ershova V., Chamberlain K., Shatsillo A., Proskurnin V.* The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: a comparison of U–Pb–Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform // *Int. Geol. Review.* 2017. Vol. 59. № 13. P. 1632–1656.
75. *Puetz S.J., Ganade C.E., Zimmermann U., Borchardt G.* Statistical analyses of Global U–Pb Database 2017 // *Geosci. Frontiers.* 2018. Vol. 9. P. 121–145.
76. *Rivers T.* Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province—Implications for the evolution of large hot long-duration orogens // *Precambrian Research.* 2008. Vol. 167. P. 237–259.
77. *Rubatto D.* Zircon: The metamorphic mineral // *Rev. Mineral. Geochem.* 2017. Vol. 83. P. 261–295.
78. *Slagstad T., Marker M., Roberts N.M.W., Saalman K., Kirkland C.L., Kulakov E., Ganerod M., Rohr T.S., Mokkelgjerd S.H.H., Granseth A., Sorensen B.E.* The Sveconorwegian orogeny – Reamalgamation of the fragmented southwestern margin of Fennoscandia // *Precambrian Research.* 2020. Vol. 350. 105877.
79. *Spencer C.J., Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Prave A.R., Roberts N.M.W., Horstwood M.S.A., Whitehouse M.J., EIMF.* Generation and preservation of continental crust in the Grenville Orogeny // *Geosci. Frontiers.* 2015. Vol. 6. P. 357–372.
80. *Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
81. *Steiger R.H., Jager E.* Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 36. P. 359–362.
82. *Stone D.B., Minyuk P., Kolosev E.* New paleomagnetic paleolatitudes for the Omulevka terrane of northeast Russia: A comparison with the Omolon terrane and the eastern Siberian platform // *Tectonophysics.* 2003. Vol. 377. P. 55–82.
83. *Vermeesch P.* On the treatment of discordant detrital zircon U–Pb data // *Geochronology.* 2021. Vol. 3. P. 247–257.
84. *Vernikovskiy V., Vernikovskaya A., Pease V., Gee D.* Neoproterozoic orogeny along the margins of Siberia. In: *The Neoproterozoic Timanide Orogeny of Eastern Baltica.* – Ed. by D.G. Gee, V. Pease, (Geol. Soc. London, Mem. 2004. Vol. 30), P. 233–248.
85. *Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E.* Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso–Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // *Precambrian Research.* 2001. Vol. 110. P. 127–141.
86. *Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Mineralogist.* 2010. Vol. 95. P. 185–187.
87. *Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.* Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Newsletter.* 1995. Vol. 19. P. 1–23.

Tectonic Evolution and Provenance of Lower Paleozoic Terrigenous Rocks of the Omulevka and Rassokha Terrains (North–East Russia)

**S. N. Sychev^{a, b, c, *}, A. K. Khudoley^{a, b}, O. Yu. Lebedeva^{a, b}, S. D. Sokolov^c,
A. V. Rogov^d, V. B. Khubanov^e, A. N. Larionov^b, P. A. Lvov^b**

^a*St.-Petersburg State University – Institute for Earth Sciences, 199034 St.-Petersburg, Russia*

^b*Karpinsky All-Russia Geological Research Institute, 199106 St.-Petersburg, Russia*

^c*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, 119017 Moscow, Russia*

^d*LLC Gold Mining, 677000 Yakutsk, Russia*

^e*Geological Institute, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, 670047 Ulan-Ude, Russia*

**e-mail: s.sychev@spbu.ru*

The paper presents data on the geological structure of the Lower Paleozoic complexes of the Omulevka and Rassokha terranes, which are located in the western part of the Kolyma-Omolon microcontinent. The Lower Paleozoic rocks of the Omulevka terrane have predominantly terrigenous composition, and the Rassokha terrane terrigenous-volcanogenic. The analysis of U–Pb dating of detrital zircons made it possible to determine the location of sources of detrital material and the paleogeographic position of terranes in Lower Paleozoic period. Based on the obtained ages of detrital zircons, it follows that the main provenance of clastic material for the Ordovician–Silurian sediments of the Omulevka terrane was located on the northern and northeastern passive margin of the Siberian craton, whereas the Rassokha terrane was in the vicinity of the northeastern margin of the Laurentia and the northwestern margin of the Baltica during the Early Paleozoic.

Keywords: detrital zircons, provenances, Omulevka terrane, Rassokha terrane, U–Pb age of detrital zircons, tectonic evolution, passive margin