ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, 2024, № 1, с. 34–55

УДК 551.735.1;553.3.072

СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ЕРАВНИНСКОЙ СЕРИИ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

© 2024 г. О. Р. Минина[a, *], В. С. Ланцева[a], И. Д. Соболев[b], И. В. Викентьев[a, b]

[a] *Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, ул. Сахьяновой, 6а, Улан-Удэ, 670047, Республика Бурятия, Россия*

[b] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017, Россия*

[*] *e-mail: minina@ginst.ru*

Поступила в редакцию 03.07.2023 г.
После доработки 10.07.2023 г.
Принята к публикации 04.09.2023 г.

Рассмотрены данные о составе, возрасте и обстановках формирования ульзутуйской и кыджимитской толщ, объединяемых в составе еравнинской серии Еравнинской подзоны Удино-Витимской зоны. Еравнинская серия, мощностью не менее 2400 м, сложена тефротурбидитами со значительным объемом лав и туфов кислого и среднего составов, с которыми пространственно и генетически связаны тектоно-гравитационные микститы. Особенности строения и состава еравнинской серии свидетельствуют о формировании отложений в открытом углубляющемся морском бассейне, примыкающем к зоне активного вулканизма. Впервые по миоспорам возраст ульзутуйской толщи ограничен поздним девоном – ранним карбоном (поздний фамен – ранний турне), кыджимитской толщи – ранним карбоном (визе). В это время формировалась Кыджимитская вулканическая дуга. О надсубдукционной природе дуги свидетельствуют особенности вулканитов (преобладание кислых разностей, принадлежность базальтов к толеитовой, а дацитов и риодацитов к известково-щелочной сериям, присутствие высококалиевых разностей пород, принадлежность их к K-Na типу щелочности, очень низкие значения MgO, низкие и умеренные содержания TiO_2, высокие Al_2O_3 и K_2O, обогащение вулканогенных пород крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных элементов, минимум по Nb и отрицательные значения εNd), пространственная ассоциация их с монцонитами (имеют надсубдукционные метки) и тефротурбидитами, а также металлогеническая специализация (Cu и Zn) еравнинской серии. Мы полагаем, что рудовмещающей толщей для колчеданно-полиметаллических Ульзутуйского и Озерного месторождений является верхнедевонско-нижнекаменноугольная еравнинская серия.

Ключевые слова: еравнинская серия, тефротурбидит, микстит, базальт, дацит, риодацит, палиностратиграфия, поздний девон – ранний карбон

DOI: 10.31857/S0024497X24010035

Удино-Витимская зона занимает южную часть Байкальской горной области и включает Еравнинскую и Витимскую подзоны (рис. 1). В традиционной схеме стратиграфии палеозоя этой зоны до недавнего времени выделялись вулканогенная олдындинская ($Є_1$), терригенная химгильдинская ($Є_{1-2}$), карбонатно-терригенная исташинская ($Є_3–O_1$) свиты и вулканогенная сурхебтинская толща (O) [Бутов, 1996; Язмир, 1972; Язмир и др., 1975; Литвиновский и др., 1986 и др.]. В результате исследований последних лет из состава олдындинской свиты были выделены фаунистически охарактеризованные отложения девона–карбона, пересмотрен возраст исташинской, химгильдинской свит и сурхебтинской толщи; они отнесены к верхнему девону и среднему–верхнему карбону, соответственно [Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016; Государственная..., 2016]. На тектонических схемах разных авторов Удино-Витимская зона рассматривается как Еравнинский островодужный террейн [Булгатов, Гордиенко, 2004;

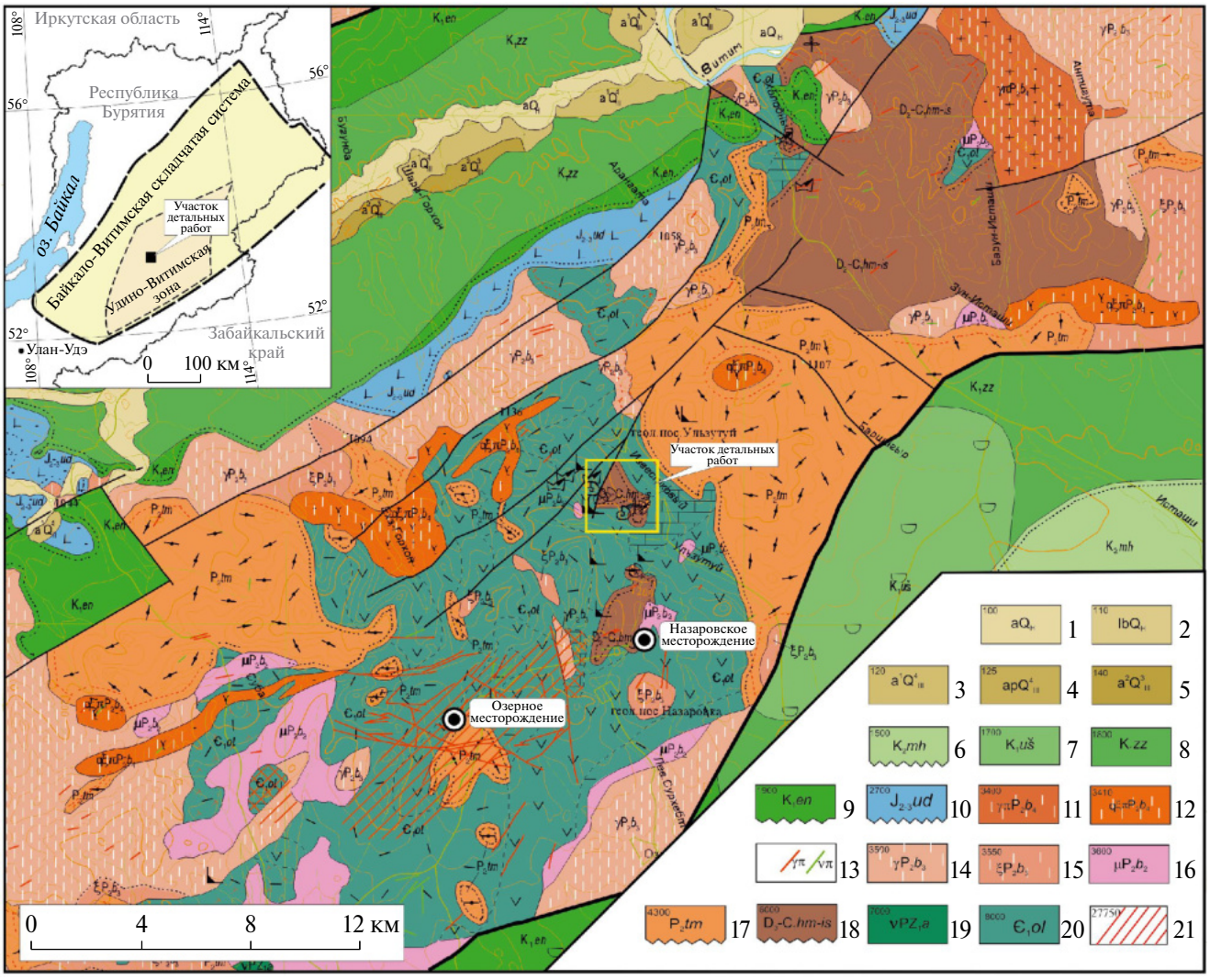

Рис. 1. Фрагмент Геологической карты РФ масштаба: 1: 200 000, лист XXVIII (Гунда), упрощенный, на основе работы [Геологическая..., 2016] с местоположением участка детальных работ
1–5 – четвертичные отложения: 1 – аллювиальные, русловые и пойменные (aH); 2 – озерные и болотные (l, bH); 3 – аллювий первой террасы (a^1III-H); 4 – аллювиально-пролювиальные отложения (a, pIII-H); 5 – аллювий второй террассы; 6 – мохейская свита (K_2mh); 7 – ушмунская свита ($K_1uš$); 8 – зазинская свита (K_1zz); 9 – ендондинская (K_1en); 10 – удинская свита ($J_{2-3}ud$); 11–16 – бичурский комплекс, габбро-монцонит-гранитовый (P_2b): 11 – гранит-порфиры (gpP_2b_4), 12 – граносиенит-порфиры ($gxpP_2b_4$), 13 – диоритовые порфириты (dpP_2b_4), габбро-порфириты (npP_2b_4), 14 – граниты, граносиениты (egP_2b_3), 15 – граниты, лейкограниты, граносиениты (gxP_2b_3), 16 – кварцевые монцониты, монцодиориты, гранодиориты (mP_2b_2); 17 – монцогаббро, габбро (vP_2b_1); 18 – тамирская свита (P_2tm); 19 – химгильдинская и исташинская свиты, нерасчлененные ($D3–C_1is$-hm); 20 – олдындинская свита ($Є_1ol$); 21 – гидротермально-метасоматические изменения, без расчленения. На врезке: тектоническая схема Байкало-Витимской складчатой системы (упрощена) с местоположением Удино-Витимской зоны и участка детальных работ.

Зорин и др., 2009], Удино-Витимская зона каледонид [Беличенко, 1962, 1977], Удино-Витимская островодужная система [Гордиенко и др., 2010], Еравнинский прогиб Джида-Витимской системы синклинориев и вулкано-тектонических структур [Геологическая..., 2016]. Мы рассматриваем Удино-Витимскую зону в составе Байкало-Витимской складчатой системы Западного Забайкалья [Руженцев и др., 2012]. Показано, что зона характеризуется длительным развитием и включает комплексы каледонского, раннегерцинского и позднегерцинского структурных этажей, находящиеся в сложных структурных соотношениях [Руженцев и др., 2012]. Фундаментом, на котором формировались каледонские и герцинские комплексы, служат разнородные образования байкальского структурного этажа

Рис. 2. Геологический разрез девонско-нижнекаменноугольных отложений Еравнинской подзоны (по [Минина и др., 2016] с изменениями)
1 – конгломераты; 2 – гравийные песчаники; 3 – песчаники и алевролиты; 4 – переслаивание кремнисто-углистых аргиллитов, известняков алевролитов, песчаников; 5 – алевролиты с прослоями аргиллитов; 6 – переслаивание пестроцветных туфотерригенных пород, алевритистых известняков, отторженцы известняков, вулканитов; 7 – туфы; 8 – туффиты, туфоаргиллиты; 9 – известковистые алевролиты; 10 – детритовые, биокластовые известняки; 11 – линзы песчанистых известняков; 12–16 – уровень находок органических остатков: 12 – брахиоподы ( ), криноидеи (*б*); 13 – строматопороидеи ( ), кораллы (*б*); 14 – мшанки ( ), водоросли (*б*); 15 – тентакулиты ( ), конодонты (*б*); 16 – флора ( ), миоспоры (*б*).

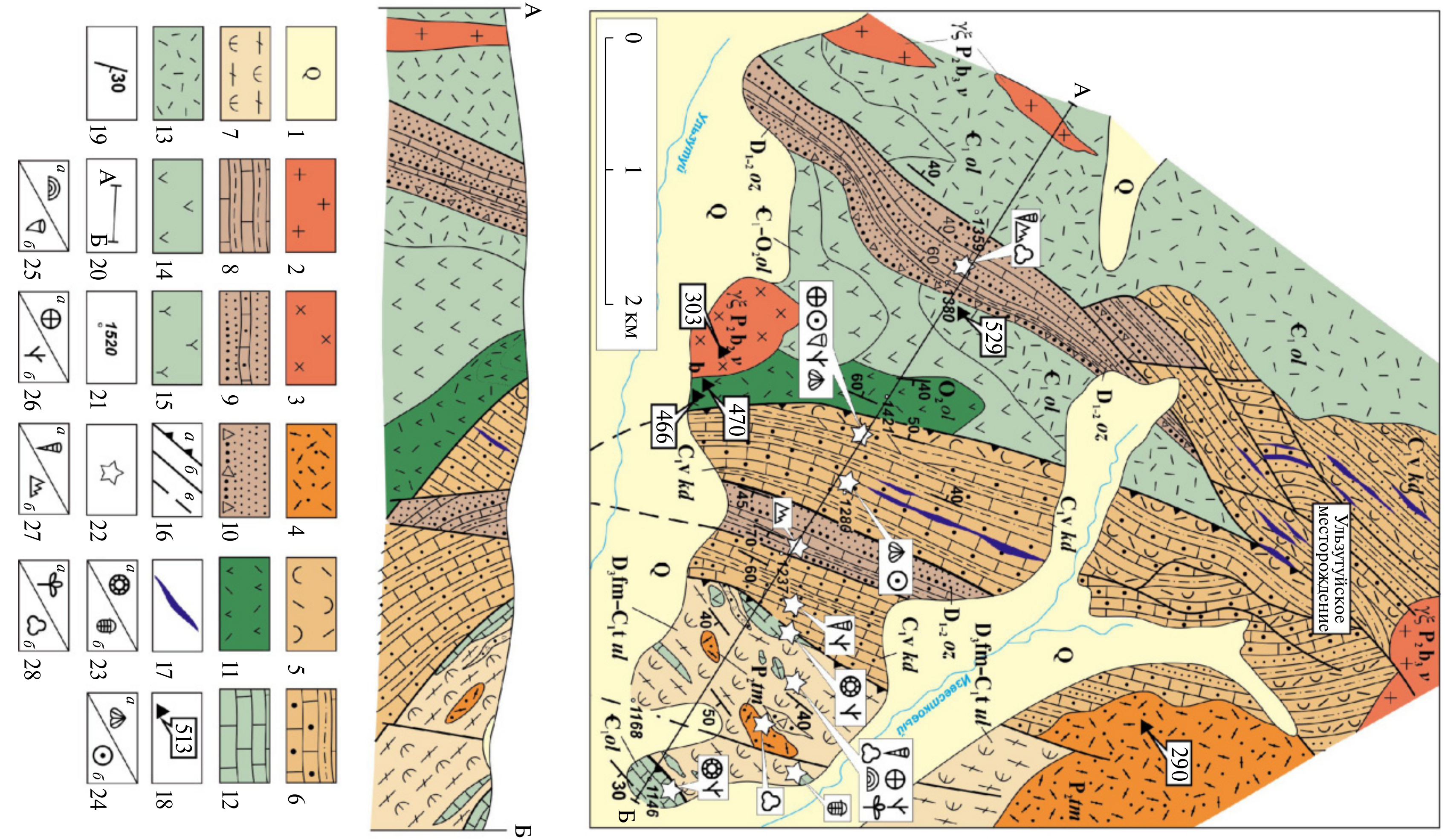

Рис. 3. Схема геологического строения и профиль междуречья Ульзутуй–Известковый (по работе [Минина, 2014] с дополнениями)
1 – четвертичные отложения (Q); 2–3 – бичурский комплекс (P_2b): 2 – граниты, лейкограниты, граносиениты ($\gamma\xi P_2b_3$); 3 – монцодиориты (μP_2b_2); 4 – тамирская свита (P_2tm); 5–6 – кыджимитская толща (C_1vkd): 5 – туфы кислого состава; 6 – переслаивание туфоалевролитов, туфоаргиллитов, туфов, туффитов, детритовых известняков (тефротурбидиты); 7 – ульзутуйская толща ($D_3fm–C_1t\ ul$) – переслаивание пестроцветных туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, алевритистых известняков, отторженцы известняков, вулканитов; 8–10 – озернинская толща ($D_{1–2}oz$): 8 – переслаивание кремнисто-углистых аргиллитов, известняков; 9 – переслаивание известковистых песчаников, алевролитов, с прослоями алевритистых известняков; 10 – песчаники с прослоями конгломератов и гравелитов; 11–15 – олдындинская свита ($Є_1–O_2ol$): 11 – андезиты, андезидациты (O_2ol); 12 – биогермные известняки ($Є_1ol$); 13 – риолиты, дациты ($Є_1ol$); 14 – андезибазальты ($Є_1ol$); 15 – плагиориолиты и их туфы ($Є_1–O_2ol$); 16 – тектонические нарушения: – надвиги, *б, в* – прочие достоверные (*б*) и предполагаемые (*в*); 17 – колчеданно-полиметаллические рудные тела; 18 – место отбора проб и изотопный возраст пород; 19 – элементы залегания; 20 – линия разреза; 21 – высотные отметки; 22 – места находок органических остатков; 23–28 – остатки фауны и флоры: 23 – археоциаты ( ), трилобиты (*б*); 24 – брахиоподы ( ), криноидеи (*б*); 25 – строматопороидеи ( ), кораллы (*б*); 26 – мшанки ( ), водоросли (*б*); 27 – тентакулиты ( ), конодонты (*б*); 28 – флора ( ), миоспоры (*б*).

[Руженцев и др., 2012 и др.]. *К ледонский комплекс* ($Є–O_2$) включает олдындинскую свиту в составе двух подсвит и субвулканические тела олдындинского комплекса. Свита (мощность от 250 до 1 600 м) сложена дифференцированными вулканитами, ассоциирующими с известняками. Установлено, что олдындинская свита формировалась в широком интервале ранний кембрий – средний ордовик на гетерогенном байкальском основании [Руженцев и др., 2012; Минина 2014; Ланцева, 2014]. В строении *р ннегерцинского комплекс* ($D–C_1$) принимают участие карбонатно-терригенная озернинская толща ($D_{1–2}$ *oz*), терригенные исташинская (D_3f *is*) и химгильдинская (D_3fm_2 *hm*) свиты, карбонатно-терригенно-вулканогенные ульзутуйская ($D_3fm_3–C_1t$ *ul*) и кыджимитская (C_1v *kd*) толщи (рис. 2) [Руженцев и др., 2012; Гордиенко и др., 2013; Минина и др., 2016, 2023]. Все толщи выделены из состава олдындинской свиты и распространены в бассейнах рек Ульзутуй, Кыджимит и Левая Олдында. Озернинская толща является основанием разреза и несогласно, с базальными конгломератами, залегает на нижнепалеозойских известняках и вулканитах олдындинской свиты (рис. 3) и ордовикских гранитах кыджимитского комплекса [Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016]. Ульзутуйскую и кыджимитскую толщи мы объединяем в составе еравнинской серии. *Позднегерцинский комплекс* ($C_2–P_2$) включает в себя вулканиты сурхэбтинской толщи ($C_{2–3}sb$) и тамирской свиты (P_2 *tm*) [Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012]. Сурхебтинская толща сложена вулканитами среднего и основного составов и их туфами. Возраст толщи определен в 310 млн лет [Гордиенко и др., 2010]. Тамирская свита представлена туфами и лавами трахириолитов, риолитов и трахириодацитов с редкими прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов и имеет возраст 290 млн лет [Гордиенко, 2010; Государственная..., 2016]. Нижнепалеозойские и девонско-каменноугольные отложения прорваны монцонитами с возрастом 303.8 ± 6.2 млн лет (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ), имеющими надсубдукционные метки [Руженцев и др., 2012; Государственная..., 2016].

Ключевым звеном в понимании тектонической эволюции Удино-Витимской зоны является Еравнинская подзона, включающая весьма продуктивный в отношении полезных ископаемых Озернинский рудный узел. Среди объектов рудного узла наиболее крупным является сверхкрупное Озерное месторождение [Тарасова и др., 1972; Дистанов и др., 1972; Ковалев, Дистанов, 1983; Царев, 1983; Викентьев и др., 2023], колчеданно-полиметаллические руды которого и аналогичного ему Ульзутуйского месторождения, традиционно связывают с нижнепалеозойской олдындинской свитой каледонского комплекса [Васильев, 1977; Гордиенко и др., 2013; Гордиенко, Нефедьев, 2015; Государственная..., 2016 и др.]. Следует отметить, что к настоящему времени получены новые данные о возрасте рудоносной озерной пачки олдындинской свиты Озерного месторождения, свидетельствующие о накоплении рудовмещающих отложений в турнейском веке раннего карбона, а не в кембрии [Минина и др., 2023]. Состав, строение и возраст озерной пачки позволяют сопоставлять ее с верхней частью разреза ульзутуйской и нижней частью разреза кыджимитской толщ еравнинской серии, распространенной северо-восточнее Озерного месторождения (водораздел рек Ульзутуй – Известковый), и вмещающей руды Ульзутуйского месторождения (см. рис. 1,) [Минина и др., 2023].

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

К настоящему временим, несмотря на относительно высокую степень изученности Озерного месторождения и аналогичных ему второстепенных месторождений и проявлений, до сих пор остаются дискуссионными их генезис, возраст руд и вмещающих их отложений. Предполагается, что формирования месторождения по времени являются или раннекембрийскими, или мезозойскими, а происхождение руд, соответственно, вулканогенно-осадочным или гидротермально-метасоматическим (эпигенетическим) [Васильев, 1977; Ковалев, Дистанов, 1983; Царев, 1983; Гордиенко, Нефедьев, 2015 и др.]. Благодаря большому объему горных работ, проделанных ОАО “Озерный ГОК” в пределах Озернинского рудного узла, авторы имели возможность доизучить состав, особенности строения и уточнить возраст палеозойских стратифицированных образований. В нашей статье обобщены и проанализированы имеющиеся и вновь полученные данные о вулканогенно-осадочных и вулканогенных образованиях ульзутуйской и кыджимитской толщ еравнинской серии, распространенной в Озернинском рудном узле. Исследования включали полевое описание разрезов этих толщ с отбором проб для петрографического, петролого-геохимического и палинологического изучения. Петрографические наблюдения проведены с помощью микроскопа Olimpus BX51 (В. С. Ланцева, А. В. Патрахина). Изучение палинологических

проб проводилось в лаборатории Воронежского госуниверситета (палинолог Л. Н. Неберикутина). Для палинологических исследований пробы отбирались послойно, преимущественно из тонкозернистых вулканогенно-осадочных пород. Использовалась методика комплексного изучения органомацерата, просматривался весь полученный осадок (до 30–50 препаратов, насчитывалось не менее 50–60 форм). Определяющим критерием возрастной характеристики палинокомплексов был их качественный состав [Методические..., 1987]. Определение главных породообразующих элементов в пробах вулканитов кыджимитской толщи было выполнено рентгенофлуоресцентным методом с применением последовательного волнодисперсионного спектрометра S4 PIONEER фирмы Bruker AXS (Германия) с рентгеновской трубкой мощностью 4кВт с Rh-анодом и Be-окном толщиной 75 мкм в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва). Содержание рассеянных компонентов в породах были определены методом ICP MS в Аналитическом сертификационно-испытательном центре Института микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Москва). Изотопные Sm-Nd исследования выполнены на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Обработка петро- и геохимических данных осуществляли с помощью стандартных статистических и графических редакторов (пакета Microsoft Office и CorelDraw), а также прикладной геохимической программы MINPET 2.02.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ И ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА УЛЬЗУТУЙСКОЙ И КЫДЖИМИТСКОЙ ТОЛЩ ЕРАВНИНСКОЙ СЕРИИ

Опорные разрезы ульзутуйской и кыджимитской толщ еравнинской серии изучены на водоразделе рек Ульзутуй–Известковый (см. рис. 3).

Ульзутуйск я толщ ($D_3fm–C_1t$) впервые выделена на водоразделе рек Ульзутуй–Известковый (см. рис. 3). Толща сложена пестроцветными тефротурбидитами, реже известковистыми и алевритовыми турбидитами, представленными чередованием полимиктовых песчаников, туфотерригенных пород разной гранулометрии, алевритистых детритовых известняков, известковистых туффитов с маломощными прослоями витрокластических и кристаллокластических туфов (рис. 4). Характеризуется обилием крупных олистолитов и небольших глыб (длиной от первых до 150 м, мощностью от 3 до 100 м), а также линз разнообломочных брекчий и конглобрекчий, число которых увеличивается в верхней части разреза толщи. Фрагмент нижней части толщи, мощностью 58 м, детально описан нами в скальном выходе на водоразделе Ульзутуй–Известковый (рис. 5а, см. рис. 4), где наблюдается следующая последовательность пород (снизу вверх) (см. рис. 5б): 1 – туфопесчаники зеленовато-серые, красновато-бурые, крупнозернистые, слоистые (0.3 м); 2 – чередование буровато-лиловых детритовых известняков с прослоями алевролитов и темно-бордовых туфоалевролитов, с редкими “плавающими” обломками белых известняков с археоциатами (2.4 м); 3 – алевритистые красновато-лиловые детритовые известняки с прослоями туфоалевролитов (1.8 м); 4 – тонкое переслаивание темно-лиловых туфоалевролитов и зеленовато-серых среднезернистых туфопесчаников (0.8 м); 5 – алевритистые известняки, красновато-бурые, биотурбированные с характерными “петельчатыми” текстурами, с прослоями туфоалевролитов с обломками мраморизованных известняков (0.9 м) (см. рис. 5е); 6 – туфопесчаники, зеленые крупнозернистые с прослойками, обогащенными гравийными осветленными обломками вулканитов кислого состава (2.2 м); 7 – тонкое переслаивание темно-лиловых известковистых туфоалевролитов, туфоаргиллитов и зеленовато-серых мелкозернистых туфопесчаников (0.6 м) (см. рис. 5г); 8 – алевритистые известняки, красновато-лиловые, биотурбированные, с прослоями туфоалевролитов, включающих в себя окатанные обломки мраморизованных известняков с археоциатами (0.3 м) (см. рис. 5д); 9 – туффиты светло-зеленые тонкозернистые с прослоями светло-серых кремнистых туфов (0.7 м) (см. рис. 5в); 10 – темно-бордовые мелкозернистые туфоалевролиты (0.9 м); 11 – туфопесчаники зеленовато-серые среднезернистые (0.4 м); 12 – зеленовато-серые кристаллокластические мелкообломочные туфы кислого состава (0.2 м). Элементы залегания – азимут падения 120–150 ЮВ, $\angle$ 30–50°.

Многочисленные крупные глыбы и олистолиты в основном представлены андезидацитами и риолитами, датированными ранним кембрием, биогермными и кристаллическими известняками, содержащими нижнекембрийские археоциаты, трилобиты и водоросли [Язмир, 1972; Гордиенко и др. 2010; Руженцев и др., 2010, 2012; Скрипников и др., 2021 и др.]. Олистолиты неравномерно распределены во вмещающих

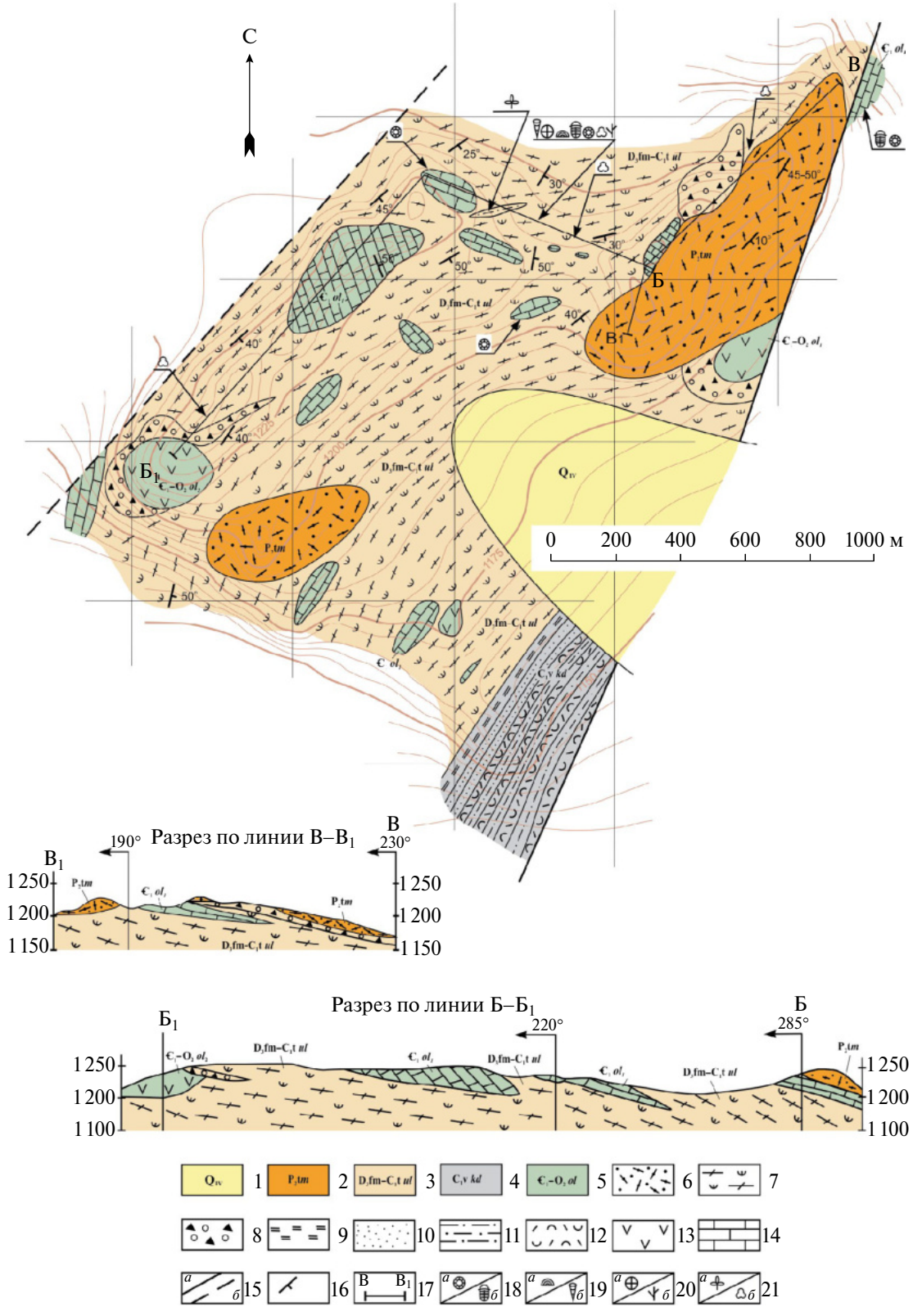

Рис. 4. Геологический разрез ульзутуйской толщи (водораздел рек Ульзутуй–Известковый)
1 – четвертичные отложения (Q); 2 – тамирская свита (P_2tm); 3 – ульзутуйская толща (D_3fm–C_1ul); 4 – кыджимитская толща (C_1vkd); 5 – олдындинская свита ($Є_1$–O_2ol); 6 – псефитовые туфы трахириолитов; 7 – переслаивание пестроцветных туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов, туфоаргиллитов, алевритистых и детритовых известняков; 8 – конглобрекчии; 9 – туффоаргиллиты, глинисто-кремнистые аргиллиты; 10 – полимиктовые песчаники с линзами гравелитов, карбонатных песчаников; 11 – алевролиты известковистые; 12 – туффиты пепловые, кислого состава; 13 – андезиты; 14 – биогермные известняки; 15 – тектонические нарушения: – достоверные, *б* – предполагаемые; 16 – элементы залегания; 17 – линия разреза; 18–21 – места находок органических остатков: 18 – археоциаты ( ), трилобиты (*б*); 19 – строматопороидеи ( ), тентакулиты (*б*); 20 – мшанки ( ), водоросли (*б*); 21 – флора ( ), миоспоры (*б*).

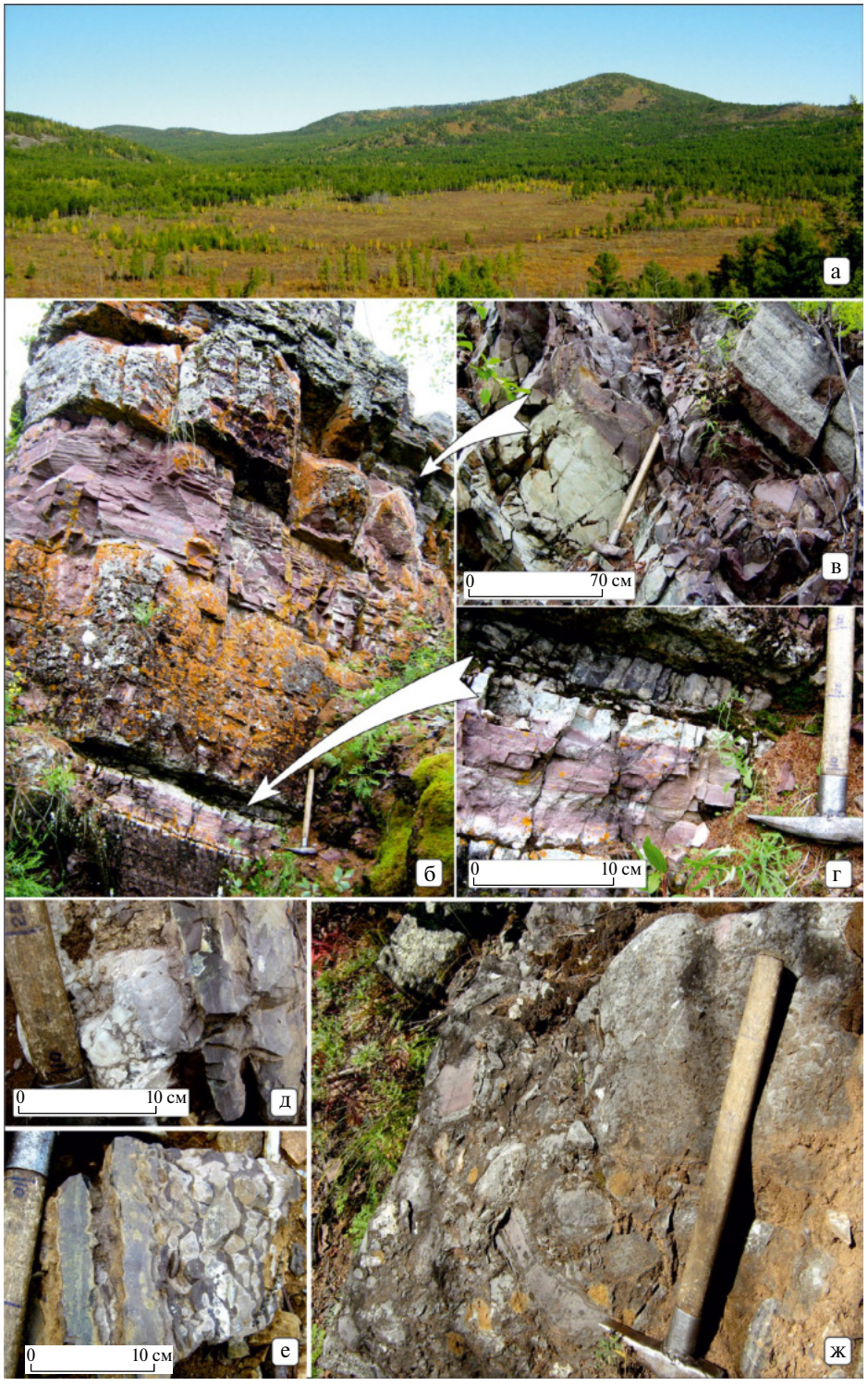

Рис. 5. Характер обнажений и типы пород ульзутуйской толщи (водораздел рек Ульзутуй–Известковый).
а – общий вид водораздела рек Ульзутуй–Известковый; б–г – фрагмент обнажения ульзутуйской толщи (б) и его детали (в, г): в – туффиты нежно-зеленого цвета с прослоями кремнистых туфов (слой 9), сменяющиеся темно-лиловыми туфоалевролитами и серыми зеленовато-серыми среднезернистыми туфопесчаниками, г – переслаивание лиловых известковистых туфоалевролитов, туфоаргиллитов и зеленовато-серых туфопесчаников (слой 5); д – буровато-вишневые алевритистые органогенно-обломочные известняки с прослоями известковистых алевролитов, обломками белого известняка с археоциатами (слой 8); е – алевритистые известняки, красновато-бурые, с характерными “петельчатыми” текстурами, прослоями туфоалевролитов с обломками мраморизованных известняков; ж – туфоконглобрекчия.

породах, имеют удлиненную, реже изометричную форму, извилистые очертания и, как правило, не соприкасаются, а по краям становятся заметно тоньше. Вокруг них (особенно вокруг известняковых олистолитов) присутствуют шлейфы из более мелких глыб. Часто вмещающие их отложения имеют следы оползания (смятие в гравитационные складки). В отдельных случаях известняки постепенно переходят в осадочную брекчию с матричным заполнителем из вмещающих пород. Верхние контакты олистолитов обычно нормально-осадочные. Некоторые небольшие округлой формы глыбы покрыты тонкой "рубашкой" пестроцветных туфоалевролитов. Для вмещающих олистолиты и глыбы пород характерны разномасштабные конседиментационные нарушения, а также обрывки слоев и прослои с нарушением напластования. Отмечаются "плавающие" угловатые и угловато-окатанные обломки (3–35 см) белых мраморизованных известняков, мелкозернистых песчаников, вишневых туфопесчаников и алевролитов, туфов андезитовых порфиритов. В прослоях детритовых пестроцветных известняков с примесью туфогенного материала присутствует зоогенный детрит – фрагменты археоциат, трилобитов, раковинной фауны. Линза (0.5 × 3.6 м) бордовых алевролитов содержит остатки сциадофитоноподобных наземных растений нового рода и вида *Baikalophyton ruzhentsevii* Naugolnykh et Minina sp. nov., распространение которого ограничивается ранним и средним девоном [Наугольных, Минина, 2014].

Крупные олистолиты часто ассоциируют с телами средне- и крупноглыбовых, чаще валунных, конглобрекчий и туфоконглобрекчий (см. рис. 5ж). Брекчии имеют хаотическое строение с неравномерным распределением включений среди матрикса, и лишь на отдельных участках наблюдается некоторая упорядоченность обломков и ориентировка их по слоистости. Среди обломочного материала преобладают обломки и глыбы (от первых см до 10 м) белых мраморизованных известняков и серых рифогенных известняков (до 60%), реже встречаются угловатые обломки известковистых и углистых алевролитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов, туфов, кремнисто-гематитовых яшмовидных пород, колчеданной руды, а также окатанные обломки вулканитов (порфиритов, риодацитов). Цемент брекчий имеет хаотическое строение, представлен терригенными и туфотерригенными породами с примесью обломков вулканитов гравийной размерности, кварца, известняков, органического детрита.

Возраст ульзутуйской толщи определяется по комплексу органических остатков, включающему в себя конодонты *Palmatolepis transitans* Müll. (D_3), тентакулиты отряда *Tentaculita* (S–D), строматопороидеи *Kyklopora* sp. (D_3) и *Amfipora* sp. (S–D), водоросли синезеленые *Rothpletzella devonica* Masl., *Ikella* sp. и *Nuia devonica* Sh. (D), сифоновые и харовые (S–D) [Руженцев и др., 2012; Минина, 2014 и др.]. Детритовые известняки с примесью туфогенного материала содержат, кроме зоогенного детрита (обломки археоциат, трилобитов, хиолитов), тентакулиты (S–D), водоросли *Rothpletzella devonica* Masl. (D) и харовые (S–D). Часто встречаются фрагменты кубков археоциат, "обросших" девонскими *Rothpletzella* sp. (D). В алевритистых слоистых известняках верхней части разреза толщи установлены многочисленные мелкие трубчатые сифоновые водоросли *Drinella* sp. (нижний карбон). Толща охарактеризована миоспорами. Для палинокомплекса нижней части ее разреза характерно преобладание верхнедевонских спор, среди которых доминируют фаменские виды *Grandispora famenensis* (Naum.) Streel, *Stenozonotriletes supragrandis* Kedo, *Cornispora varicornata* Stapl. et Jans., а споры *Lophotriletes mesogrumosus* Kedo, *Kedoesporis angulosus* (Naum.) Obukh. типичны для верхнефаменского подъяруса. Значительно (до 20%) участие в комплексе видов *Apiculatisporis ignotus* (Kedo) Oshurk., *Hymenozonotriletes flavus* Kedo, *Lophozonotriletes macrogrumosus* Kedo, *L. curvatus* Naum., распространенных в фамене–турне, и видов *Hymenozonotriletes explanatus* (Lub.) Kedo, *Verrucosisporites grumosus* (Naum.) Sull., *Auroraspora hyalina* (Naum.) Streel, характерных для пограничных фаменско-турнейских отложений. В составе палиноспектров часто встречаются виды *Dictyotriletes major* Kedo и *Spelaeotriletes microgranulatus* Byv. var. *minor* Byv., характерные для малёвского горизонта нижней части турнейского яруса, а распространение спор *Dictyotriletes parvus* Kedo, *Punctatisporites angularis* (Kedo) Byv. и *Retispora lepidophyta* (Kedo) Playf. ограничивает возраст нижней части разреза толщи поздним фаменом – ранним турне (малёвский горизонт). В составе ПК верхней части разреза толщи доминируют турнейские виды *Acanthotriletes mirabilis* Naum., *Retusotriletes septalis* Jusch., *Euryzonotriletes varius* Kedo, *Hymenozonotriletes asperitis* Kedo, *H. minimus* Kedo, *Lophozonotriletes bellus* Kedo, *Reticulatisporites trivialis* (Kedo) Oshurk., *R. tenellus* (Byvsch.) Byvsch., *Lophotriletes inurbatus* Kedo, *Stenozonotriletes laevis* (Naum.) Jusch. var. *rarus* Jusch. *Auroraspora granulata* Jusch., *Leiotriletes inermis* (Waltz) Isch., *Grandispora upensis*

(Kedo) Byvsch., *Densosporites gibberosus* (Kedo et Jush.) Byvsch., ограничивающие ее возраст турнейским веком раннего карбона. Таким образом, комплекс палиноморф позволяет определить стратиграфическую принадлежность ульзутуйской толщи к верхнефаменскому подъярусу верхнего девона – турнейскому ярусу нижнего карбона.

Ульзутуйск я толщ повсеместно содержит вкрапленность и маломощные линзы сульфидов. По нашим данным, толща распространена в пределах Озерного месторождения и вмещает богатые полиметаллические руды. К ульзутуйской толще мы относим часть изученного разреза озерной пачки нижнекембрийской олдындинской свиты, представленной переслаиванием оруденелых известковистых туфоалевролитов, туффитов и туфопесчаников с прослоями туфогравелитов, известняковых мелкообломочных карбонатных брекчий и горизонтами полимиктовых крупнообломочных туфоконглобрекчий хаотического строения с рудным цементом. Также здесь установлены крупные (до первых десятков метров) отторженцы рифогенных известняков с кембрийскими археоциатами и дацитов с возрастом 532 млн лет (U-Pb, SHRIMP-II). Следует заметить, что отторженцы не содержат рудных прослоев [Государственная..., 2016; Минина и др., 2023]. Общая мощность ульзутуйской толщи от 450 до 900 м.

Кыджимитск я толщ (C_1v) мощностью не менее 1 500 м, с нижележащей ульзутуйской толщей имеет постепенные переходы. Толща выделена впервые из состава химгильдинской и олдындинской свит по левобережью р. Кыджимит (руч. Хортяк-Александровский) и датировалась ордовиком [Кременецкий, 1982]. К ней были отнесены карбонатно-терригенно-эффузивные части разрезов этих свит. Позже из состава толщи в стратотипической местности была выделена карбонатно-терригенная озернинская толща (D_{1-2}); а к кыджимитской толще отнесены терригенно-вулканогенные породы, датированные поздним девоном – ранним карбоном [Минина, 2014].

На водоразделе Ульзутуй–Известковый кыджимитская толща включает вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы, выделенные из состава олдындинской свиты (рис. 6, см. рис. 4) [Минина и др., 2016]. Сложена ритмоидным чередованием преимущественно серых, зеленовато-серых полимиктовых и вулканомиктовых песчаников, алевролитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов, туфоаргиллитов, пепловых туфов, тонкозернистых кислых кристаллокластических туфов с прослоями и линзами пелитоморфных, органогенно-обломочных, биокластово-литокластических, биокластовых водорослевых известняков. Содержит субвулканические тела и прослои вулканитов разного состава. Лавовая и кластолавовая составляющая представлены умеренно- и высококалиевыми базальтами, андезитами, дацитами и риолитами. Здесь описан наиболее полный разрез толщи включающий (снизу вверх): 1 – биокластово-литокластические известняки полидетритовые светло-серые, буроватые слабоволнисто- и горизонтально-слоистые с редкими прослоями буровато-серых слоистых туфоалевролитов с остатками мшанок, среди биокластов – археоциаты, трилобиты, тентакулиты, брахиоподы, обрывки водорослей (средний размер обломков от первых миллиметров до первых сантиметров), среди литокластов – белые мраморизованные известняки, алевролиты (рис. 7ж) (250 м); 2 – известковистые тонкослоистые туфоалевролиты буровато-серые, серые (см. рис. 7д) (0.5 м); 3 – органогенно-обломочные известняки розовато-серые, с остатками археоциат, брахиопод, кораллов, криноидей, мшанок, водорослей, включают прослои (первые сантиметры) туфоалевролитов и аргиллитов с многочисленными обломками кварца (40 м); 4 – биокластовые светло-серые известняки, тонковолнисто-слоистые (водоросли) с прослоями (первые десятки сантиметров) буровато-серых известковистых туфоалевролитов, тонкослоистых кремнистых туффитов (см. рис. 7г) (180 м); 5 – переслаивание (первые десятки сантиметров) зеленовато-серых, известковистых грубозернистых туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов (см. рис. 7б) с прослоями (до 0.5–1.2 м) серых линзовидно-слоистых, волнисто-слоистых известняков (водоросли) (280 м); 6 – туфы андезитового состава, голубовато-серые, серо-зеленые псаммитовые, с литокластами (известняки, аргиллиты, туффиты) и кристаллокластами (плагиоклаз, кварц) (см. рис. 7в) (40 м); 7 – тонкое переслаивание зеленовато-серых известковистых туфопесчаников и туфоалевролитов, кремнистых и углистых аргиллитов (см. рис. 7з) с прослоем (до 1.5 м) горизонтально-волнисто-слоистых биокластовых водорослевых известняков (водоросли) (15 м); 8 – туфы дацитового состава, псаммитовые, светло-зеленые, кристаллолитокластические, прослои буровато-серых туфоалевролитов, обломками туффитов, известняков (см. рис. 7е), кремнистых тонкослоистых туффитов и углистых туфоаргиллитов (140 м); 9 – переслаивание известковистых зеленовато-серых туфопесчаников, туфоалевролитов, буровато-серых, темно-серых

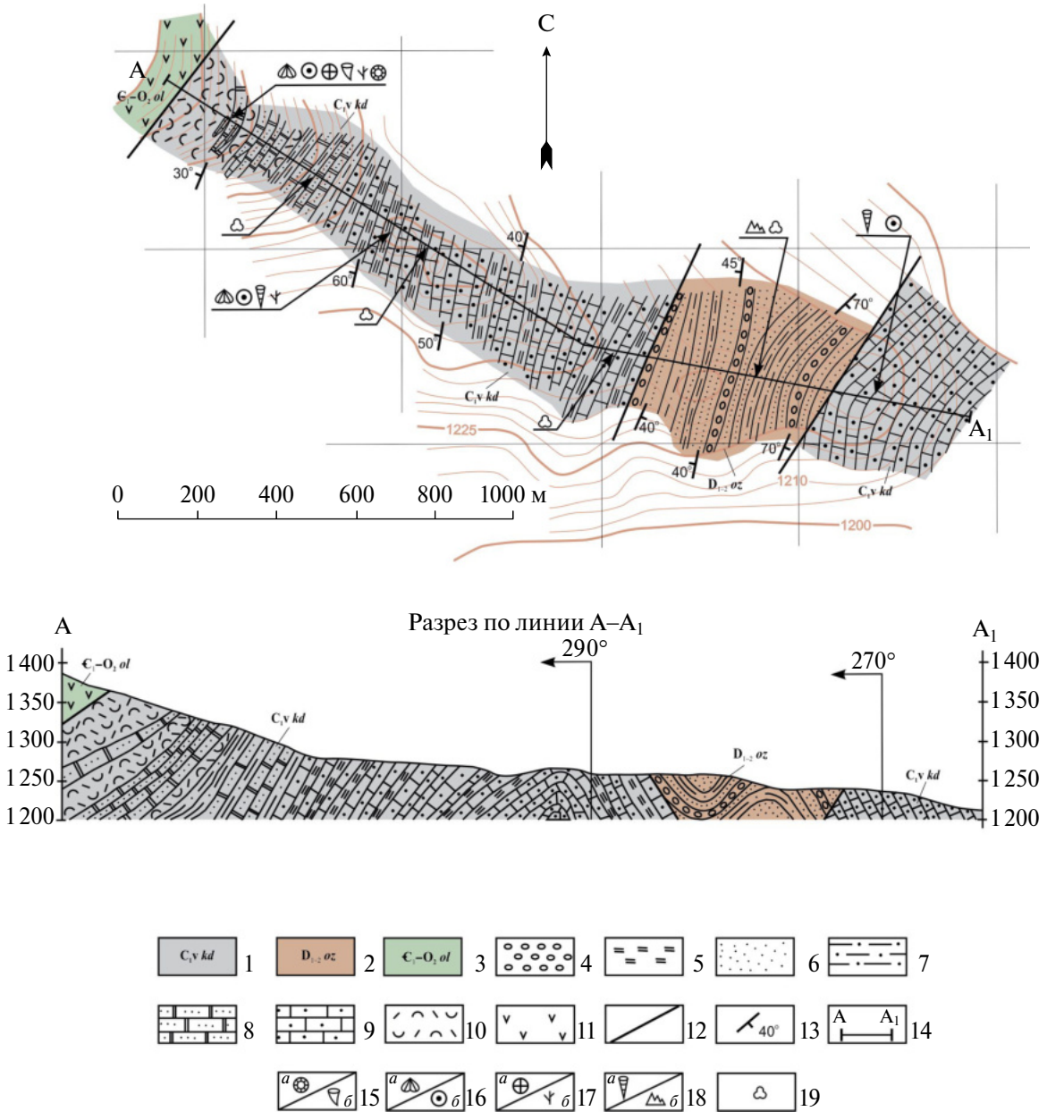

Рис. 6. Геологический разрез кыджимитской толщи (водораздел рек Ульзутуй–Известковый)
1 – кыджимитская толща (C_1v*kd*); 2 – озернинская толща (D_{2-3}*oz*); 3 – олдындинская свита ($Є_1$–O_2 *ol*); 4 – конгломераты; 5 – туффоаргиллиты, глинисто-кремнистые аргиллиты; 6 – полимиктовые песчаники с линзами гравелитов, карбонатных песчаников; 7 – алевролиты известковистые; 8 – известковистые песчаники; 9 – органогенно-обломочные, детритовые известняки; 10 – туффиты пепловые, кислого состава; 11 – андезиты; 12 – тектонические нарушения; 13 – элементы залегания; 14 – линия разреза; 15–19 – места находок органических остатков: 15 –археоциаты ( ), трилобиты (*б*); 16 – брахиоподы ( ), криноидеи (*б*); 17 – мшанки ( ), водоросли (*б*); 18 – тентакулиты ( ), конодонты (*б*); 19 – миоспоры.

кремнисто-углистых туфоаргиллитов (180 м) (см. рис. 7а); 10 – витрокластические, литовитрокластические туфы светло-зеленые, голубовато-серые с тонкими прослоями известковистых и кремнистых туффитов (200 м); 11 – порфировые дациты зеленовато-серые, серые (40 м). Общая мощность разреза толщи 1 365.5 м. Элементы залегания – азимут падения 280 СЗ, ∠ 30–60°.

Возраст кыджимитской толщи определен по многочисленным остаткам водорослей, мшанок и миоспор. В серых микритовых известняках установлены мелкие трубчатые сифонеи

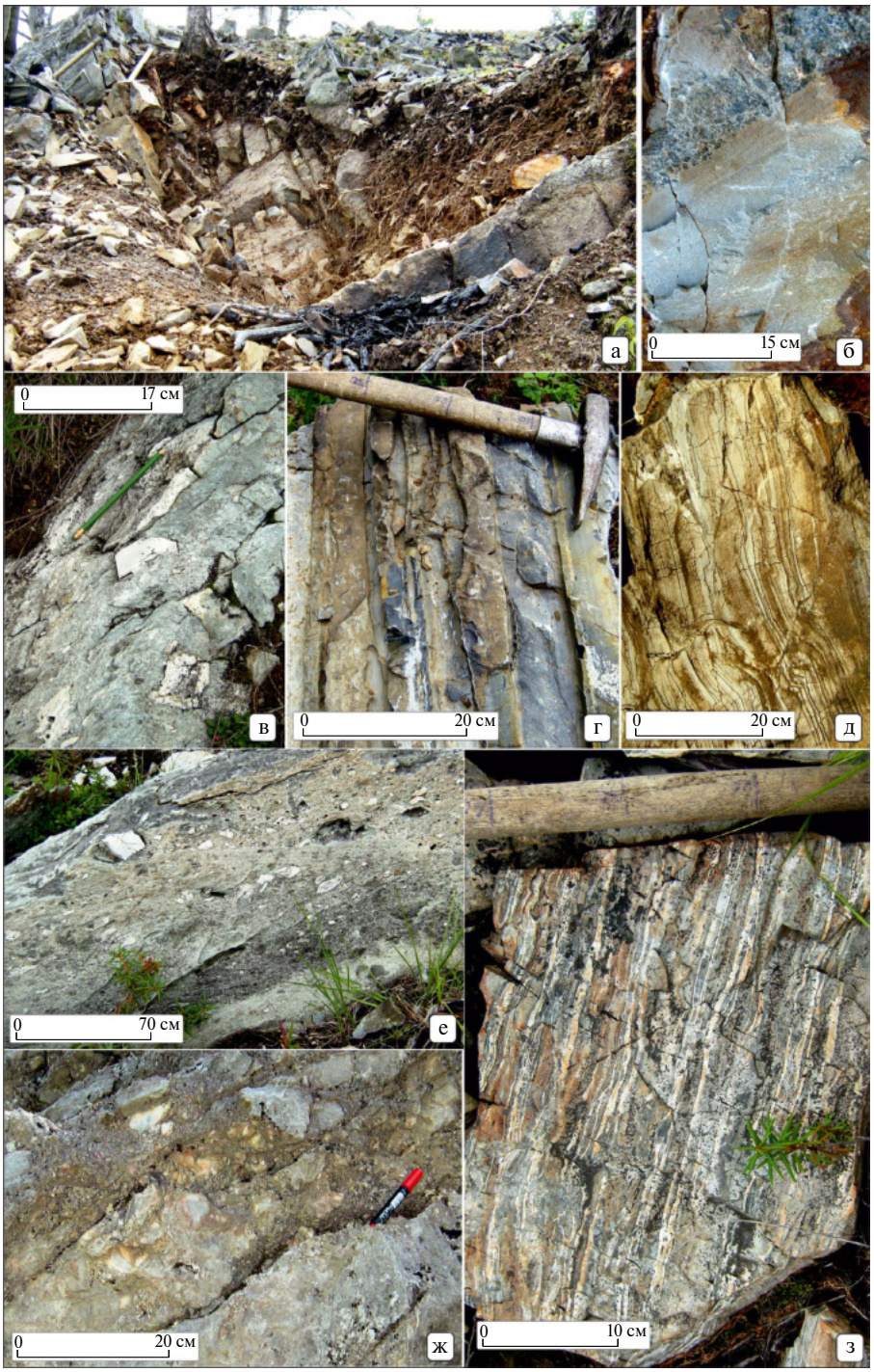

Рис. 7. Характер обнажений и типы пород кыджимитской толщи (водораздел рек Ульзутуй–Известковый)
а – общий вид обнажения (слой 9); б – переслаивание зеленовато-серых, известковистых грубозернистых туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов (слой 5); в – туфы андезитового состава, голубовато-серые, псаммитовые, с литокластами туффитов (слой 6); г – биокластовые светло-серые известняки, тонковолнисто-слоистые с прослоями туфоалевролитов, кремнистых туффитов (слой 4); д – известковистые буровато-серые туфоалевролиты, тонковолнисто-слоистые (слой 2); е – туфы псаммитовые с прослоем буровато-серых туфоалевролитов, обломками туффитов, известняков; ж – органогенно-обломочные известняки серые, с остатками археоциат, брахиопод, кораллов, криноидей, мшанок, водорослей, литокластами белых мраморизованных известняков и алевролитов и обломками светло-серых известняков; з – тонкое переслаивание зеленовато-серых известковистых туфоалевролитов, кремнистых и углистых аргиллитов.

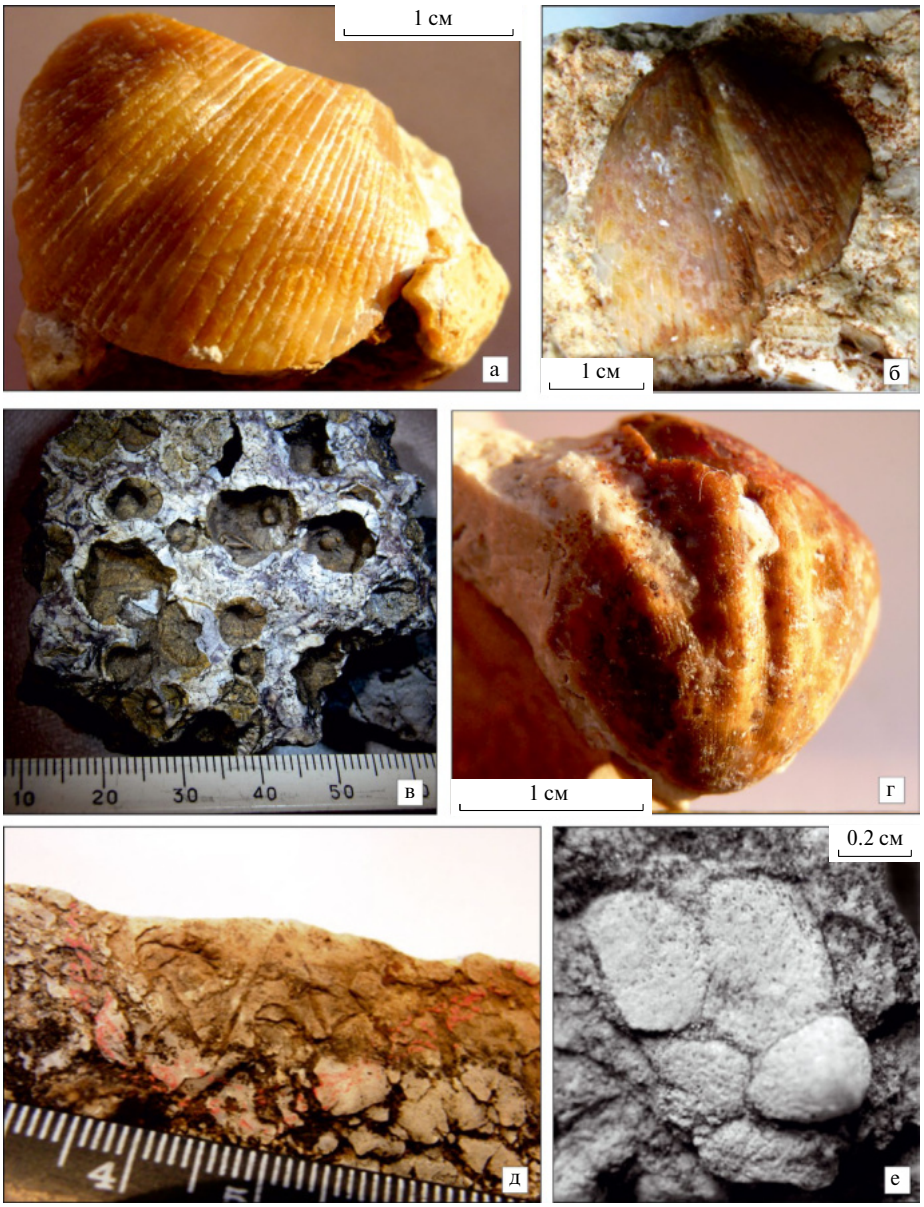

Рис. 8. Ископаемые фаунистические остатки из кыджимитской толщи
а, б, г – брахиоподы: из биоморфных известняков: а, б – *Theodossia* cf. *anossofi* (Vern.), г – *Leiorhynchus* sp.; в, д, е – фауна из органогенно-обломочных известняков: в, е – кораллы, д –брахиопода.

Berezella sp. и *Drinella* sp. (C_1). В туфоалевролитах определены мельчайшие фрагменты мшанок *Fistulipora* sp. (O–P); по данным Р. В. Горюновой, занимающих господствующее положение в среднем девоне – раннем карбоне, но наиболее характерных для нижнекаменноугольных отложений [Минина, 2014]. Палинофлористический комплекс выделен из туфотерригенных пород. Фон палинокомплекса (ПК) составляют миоспоры, распространение которых ограничивается девоном – ранним карбоном и турнейским веком раннего карбона. Но доминируют в составе ПК визейские виды спор – *Tetraporina contrugosa Tet.*, *T. horologia* (Stap.) Playf., *Hymenozonotriletes lepidus (*Waltz) Isch., *H. composites* Jusch., *H. auranticus* Naum., *Hemispaeridium novum* (Byv.) Byv., *Zonaletes bulbiferus* (Mal) Lub., *Lycospora pusilla* (Ibr.) Som., *Densosporites incisus* Naum., Byvsh. et Dan., *Spenerrisporites foveolatus* (Byv.) Byv. Споры *Entylissa dividua* Isch., *Brachytrilistrium minutus* Ischenko, *B. gyratum* Isch., *Endosporites praevalens* (Lub.) Lub., *Perisaccus gigantes* Tet.,

Converrucosisporites verrucosus (Kedo) Oshurk. появляются впервые с визейского века, а вид *Simozonotriletes conduplicatus* (Andr.) Isch. распространен в турнейско-визейских отложениях. Палинологические данные позволяют ограничить время накопления толщи визейским веком раннего карбона. В прослоях биокластовых и детритовых известняков собраны брахиоподы *Theodossia* cf. *anossofi* (Vern.) (D_3) (рис. 8а, в), *Leiorhynchus* sp. (D) (рис. 8г) и брахиоподы плохой сохранности (рис. 8б), кораллы, криноидеи (Pz_2) (рис. 8е, 8ж), синезеленые водоросли Rotpletsella sp. (S–D) [Руженцев и др., 2010, 2012; Минина и др., 2016]. Мы полагаем, что девонская фауна, установленная в карбонатных обломочных породах, переотложена и свидетельствует о девонском возрасте лежащих ниже отложений.

Кыджимитская толща несогласно перекрыта вулканитами пермской тамирской свиты. По нашим данным, среднее по запасам, непромышленное месторождение Ульзутуйское (верхнее течение р. Известковый), считающееся аналогом Озерного месторождения, связано с породами кыджимитской толщи (см. рис. 3).

Региональный метаморфизм всех пород еравнинской серии незначительный, вторичные преобразования достигают серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Близ тектонических нарушений наблюдаются зоны дробления и милонитизации, в пределах месторождений – гидротермально-метасоматические, приконтактовые и динамометаморфические изменения пород.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЕРАВНИНСКОЙ СЕРИИ

Вулк ногенно-ос дочные породы еравнинской серии представлены туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, туффитами, разными известняками, туфоконглобрекчиями. Для них характерны ритмичная, горизонтально-волнистая, линзовидная, прерывисто-горизонтальная, градационная слоистость, обусловленная чередованием слоев (от первых мм до десятков см), примесь кристаллокластов полевых шпатов, литокластов различных вулканитов, известняков, туффитов, яшмовидных пород, фрагментов органогенного детрита. *Туфопесч ники и туфо левролиты* схожи между собой по составу и внешнему облику. Это зеленовато-серые полимиктовые породы, псефито-псаммитовой структуры, текстуры. В составе кластики преобладают литокласты эффузивов и туфов кислого состава, туффиты, тонкозернистые туфоалевролиты и известняки. Встречены обломки стекла, кварца, колчеданной руды и кремнисто-гематитовых яшмовидных пород. Цемент песчаников кальцит-хлорит-слюдистый, карбонат-хлоритовый. *Туфо-*

ргиллиты тонкозернистые, алевро-псаммитовой структуры, сланцеватой текстуры, алевритистые, пестроцветные (бордовые, красноватые, лиловые, зеленые, серо-зеленые). Состоят из многочисленных обломков туфогенного материала, смешанного с частичками глины и анкерита. Вулканогенная примесь представлена хлоритизированными, серицитизированными эффузивами, стеклом, кварцем, полевым шпатом, плагиоклазом. Для верхней части разреза ульзутуйской толщи характерны пестроцветные хаотической текстуры *туфокоглобрекчии*, имеющие смешанный состав обломочного материала. Матрикс их терригенно-туфогенный, слабокарбонатный. Обломки (от первых до первых десятков сантиметров) представлены полуокатанными и окатанными эпидотизированными кислыми вулканитами, темными порфировыми андезитовыми, белыми и розовыми мраморизованными известняками, обломками пестроцветных терригенных и туфотерригенных пород, песчанистых известняков.

С туфотерригенными породами ассоциируют известняки: органогенно-обломочные, водорослевые биокластовые, биокластово-литокластические, пестроцветные микритовые. *Орг ногенно-обломочные известняки* с брахиоподами, криноидеями, кораллами, массивной или тонкослойчатой текстуры, с миллиметровыми слойками, формирующими параллельные, волнистые, мелкомасштабные слоистые текстуры, характеризуются повышенным содержанием терригенной примеси и кремнезема (до 17 мас. %). В них присутствуют тонкие прослойки серицит-кварц-полевошпатового состава (по алевритовому терригенному или пирокластическому материалу), сфен, апатит, пирит, магнетит, кварц, гипс, сидерит. *Известняки водорослевые биокл стовые* состоят из остатков мелких трубчатых сифоновых водорослей, промежутки между которыми выполнены алевритовыми частицами кварца, полевых шпатов, кальцитом. Известняки слабодоломитистые, слабокремнистые, с тонкими прослойками серицит-кварц-полевошпатового состава. *Биокл стово-литокл стические*

известняки – мелкозернистые, пестроцветные, с несортированным, часто "битым" детритом морских беспозвоночных и водорослей, литокластами известняков и алевролитов, с прослоями битуминозно-глинистого материала. Среди биокластов присутствуют фрагменты археоциат (иногда замещенные пиритом), трилобитов, брахиопод, криноидей и водорослей. Часто в промежутках между обломками органики в цементе присутствуют алевритовые частицы кварца, полевых шпатов, зерна кальцита. Иногда отмечаются литокласты известняков с археоциатами. Обычно известняки в той или иной степени перекристаллизованы и первичные структуры сохраняются только в виде реликтов. *Микритовые известняки* – "петельчатые", биотурбированные, серые, розовато-серые, микрозернистые, с органогенным детритом; содержат глинистую, алеврито-глинистую примесь, пестрые окраски обусловлены присутствием тонкодисперсного гематита. Текстуры пород массивные, микрослоисто-волнистые или пятнистые, обусловленные неравномерным распределением глинистого материала. Содержат стилолитовые швы, заполненные вишнево-бурым глинистым веществом. Биокласты представлены детритом археоциат, брахиопод, трилобитов, водорослей. Присутствует примесь полуокатанных зерен кварца, гипса, сидерита.

Ос дочно-пирокл стические породы еравнинской серии представлены пестроцветными алевритовыми и пелитовыми *туффит ми*, известковистыми, мелко-, среднезернистыми, беспорядочной и реже ориентированной текстуры. Обломки представлены кристаллокластами плагиоклаза, хорошо окатанными и угловато-окатанными обломками лав и туфов риолит-дацитового состава, органики (трилобиты, археоциаты) и углисто-кремнистых пород. Цемент тонкий, сложен кремнеземом, кальцитом, доломитом, редко – полевым шпатом и тонкодисперсными черными гидроокислами железа (по пеплу).

Крупные олистолиты, глыбы и обломки в составе ульзутуйской толщи сложены известняками с раннепалеозойскими органическими остатками. *Биогермные известняки* – светлые, светло-серые и темно-серые; последние содержат примесь углистого вещества. Текстура пород биогермная, основную массу слагают археоциаты и реже – сине-зеленые водоросли, цементом является кальцит. Известняки часто имеют брекчевидный облик, содержат инкрустации, примазки и гнезда слюдисто-кремнисто-глинистого материала и неравномерно перекристаллизованы. *Водорослевые известняки* – серые, розовато-серые, слагают краевые части органогенных построек; имеют слоистые, строматолитоподобные водорослевые, сферово-узорчатые текстуры. Все известняки отличаются небольшим содержанием терригенной примеси. Некоторые олистолиты биогермных известняков представляют собой тафостромы, сложенные нагромождением фрагментов и целых кубков археоциат (до 15 см) [Минина, 2014; Скрипников и др., 2021].

Вулканогенные образования еравнинской серии представлены эффузивными и пирокластическими фациями. Среди эффузивных фаций выделяются базальты, андезибазальты, дациты, риолиты, риодациты, слагающие лавовые покровы среди туфотерригенных пород. *Б з льты* – темно-серые, зеленовато-серые породы, слабоизмененные, микропорфировой структуры, массивной текстуры. Вкрапленники (до 1 мм) представлены плагиоклазом. Структура основной массы андезитовая. По вкрапленникам и основной массе интенсивно развиты вторичные минералы: серицит, хлорит, альбит и карбонат. *Андезиб з льты* – темно-серые, черные афировые и порфировые породы с интерсертальной структурой основной массы. Во вкрапленниках плагиоклаз (лабрадор), замещенный кальцитом, серицитом и альбитом. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза и хлоритизированным вулканическим стеклом. Акцессорные минералы представлены рудным минералом и апатитом. *Д циты* – серые, зеленоватые, порфировой структуры, ориентированной текстуры. Структура основной массы фельзитовая и пойкилитовая, во вкрапленниках плагиоклаз и калиевый полевой шпат; из акцессорных присутствуют апатит и рудный. Вкрапленники замещены хлоритом и серицитом, темноцветные минералы – кальцитом, хлоритом, кварцем, эпидотом. *Риолиты и риод циты* – серые, зеленовато-серые афировые и порфировые породы массивной или сланцеватой текстуры. Вкрапленники представлены плагиоклазом, реже кварцем. Плагиоклаз интенсивно замещен серицитом, альбитом, карбонатом. Основная масса микрофельзитовая, кварц-полевошпатовая, замещена серицитом, хлоритом и эпидотом. Акцессорные минералы – рудные (пирит, магнетит), апатит, сфен, циркон.

Пирокл стические ф ции включают пестроцветные смешанные (риолит-дацит-андезитовые) туфы и туфы андезитового, андезидацитового, дацитового составов. *Смеш нные (риолит-д цит-ндезитовые) туфы* подразделяют на агломератовые и лапиллиевые, псаммитовые и тонкообломочные

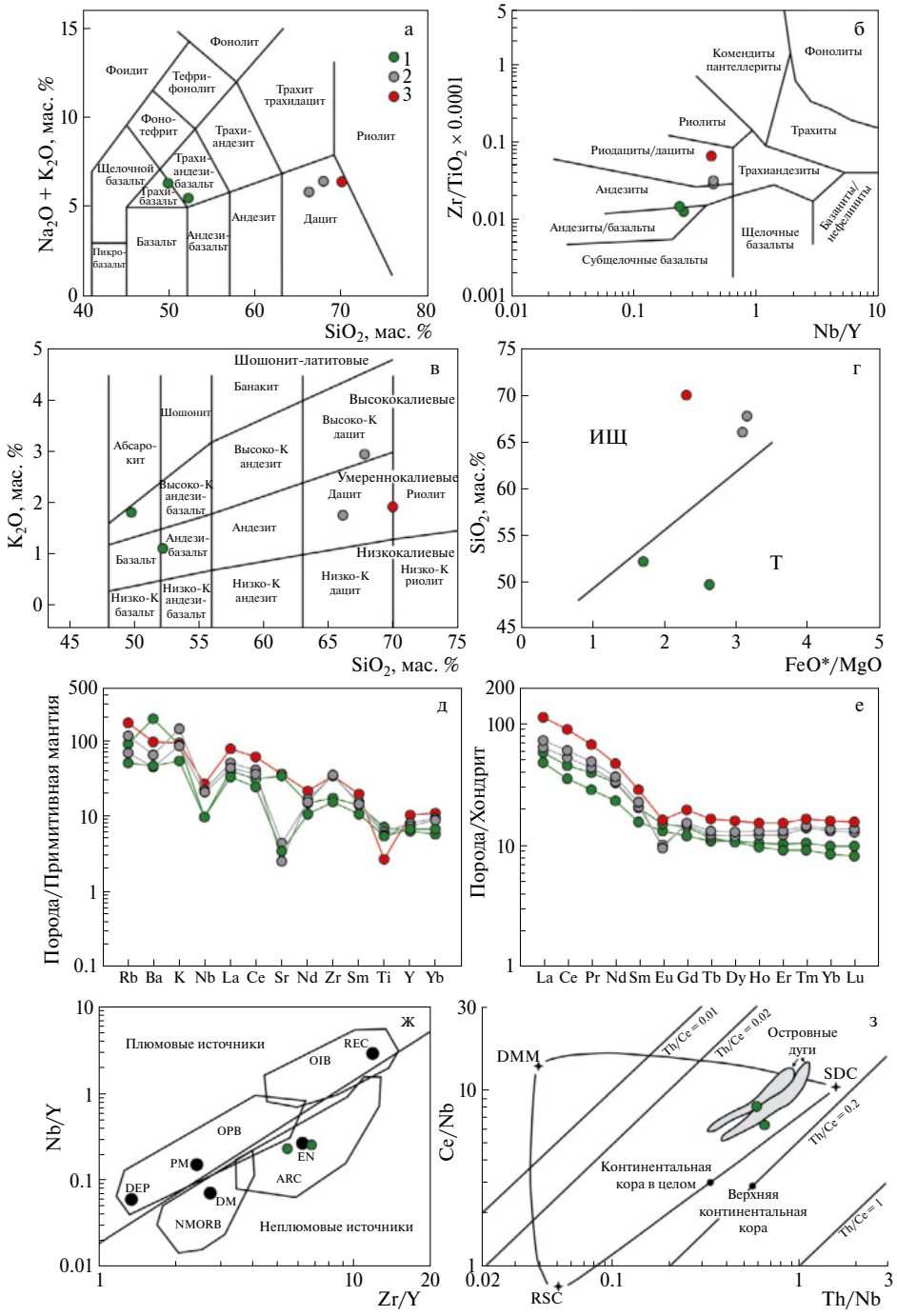

Рис. 9. Классификационные диаграммы вулканитов кыджимитской толщи
а – $Na_2O + K_2O - SiO_2$ [Le Maitre et al., 1989], модифицированная [Петрографический..., 2009]; б – Nb/Y–Zr/TiO_2 [Winchester, Floyd, 1977]; в – K_2O–SiO_2 [Taylor, McLennan, 1985]; **г** – SiO_2–FeO^*/MgO [Myashiro, 1974]; д – графики распределения содержаний микроэлементов, нормированных к примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985]; е – спектры распределения нормированных к хондриту [Taylor, McLennan, 1985] содержаний редкоземельных элементов, в породах кыджимитской толщи; ж – Zr/Y–Nb/Y [Condie et al., 2005]; **з** – Th/Nb–Ce/Nb [Sanders et al., 1988].
1 – базальты, 2 – дациты, 3 – риодацит.
Сокр щения: ARC – островодужные базальты; NMORB – нормальные базальты океанического хребта; OIB – базальты океанических островов; PM – примитивная мантия; DM – неглубокая обедненная мантия; DEP – глубоко истощенная мантия; EN – обогащенный компонент; REC – переработанный компонент; DMM – деплетированная MORB-мантия; RSC – остаточный компонент слэба; SDC – субдукционный компонент.
Линиями показаны траектории смешения между компонентами. Точки состава верхней континентальной коры, среднего состава всей коры и поля базальтов островных дуг по работе [Dampare et al., 2008].

Таблица 1. Химический состав представительных образцов разностей вулканитов кыджимитской толщи

Компонент	Р-342/2	6/н-2011	Р-344/1	Р-344/2	2171/4	Компонент	Р-342/2	6/н-2011	Р-344/1	Р-344/2	2171/4
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO_2	49.80	52.20	66.10	67.79	70.00	La	21.3	17.6	23.5	26.8	41.6
TiO_2	1.12	0.85	0.88	0.95	0.42	Ce	43.3	33.8	51	57.7	85.9
Al_2O_3	14.80	15.80	13.20	13.66	13.80	Pr	5.5	3.98	5.98	6.77	9.22
Fe_2O_3	4.62	3.35	3.07	7.48	1.06	Nd	23.2	16.6	23.7	26.3	33.6
FeO	4.60	6.80	4.08	–	2.56	Sm	4.77	3.65	4.81	5.16	6.68
MnO	0.15	0.34	0.06	0.04	0.07	Eu	1.32	1.15	0.888	0.837	1.41
MgO	3.34	5.77	2.22	2.27	1.53	Gd	4.41	3.72	4.51	4.76	6.04
CaO	7.36	2.88	1.42	0.61	2.64	Tb	0.672	0.64	0.717	0.771	0.968
Na_2O	4.53	4.42	4.06	3.50	4.50	Dy	4.1	4.15	4.55	4.92	6.08
K_2O	1.83	1.13	1.78	2.96	1.93	Ho	0.825	0.903	1.04	1.13	1.31
P_2O_5	0.25	0.14	0.23	0.14	0.08	Er	2.32	2.59	3.06	3.31	3.83
П.п.п.	8.09	6.69	2.85	–	1.76	Tm	0.328	0.377	0.495	0.517	0.592
Сумма	100.49	100.37	99.95	100.00	100.35	Yb	2.12	2.45	3.26	3.43	3.95
Na_2O/K_2O	2.47	3.9	2.28	1.18	2.33	Lu	0.314	0.378	0.498	0.524	0.601
al'	1.17	0.99	1.408	1.401	2.67	Hf	3.59	3.17	7.49	7.99	7.06
Rb	47.5	26.8	36.9	62.2	91.9	Ta	0.326	0.316	0.739	0.769	1.21
Sr	590	60.4	75.8	44.4	617	Th	3.15	3.47	8.30	8.36	12.1
Y	20.8	22.6	24.7	26.76	33.98	U	0.641	0.716	1.82	1.87	4.60
Zr	141	124	281	272	275	$(La/Yb)_N$	6.79	4.85	4.87	5.28	7.12
Nb	5.32	5.31	11.1	11.9	14.5	∑REE + Y	135.27	114.58	152.71	169.68	235.76
Ba	948	232	225	321	482						

Примечание. al' = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO); N – значения нормализованы по составу хондрита [Taylor, McLennan, 1985]; оксиды даны в мас. %, элементы-примеси – в г/т, прочерк – не определялось.

литокристаллокластические, гравийные кристаллолитокластические. Пестроцветные *гломер товые* и *л пиллевые* туфы – кристаллолитокластические, плохой и средней сортировки, с хаотичным распределением обломков (от первых милиметров до 40 см), псефито-псаммитовой, псефитовой, агломератовой, лапиллевой, кристаллокластической структуры. Обломки, слагающие до 80% породы, угловатые, представлены литокластами андезибазальтов и риодацитов порфировой структуры, известняков, вулканогенно-осадочных пород, хлоритизированным стеклом; кристаллокласты составляют до 10–15% и представлены плагиоклазом, кварцем, калишпатом, амфиболом. Цемент туфов базальный, соприкосновения, кальцит-хлорит-серицит-кварц-полевошпатовый, с постоянным присутствием микрофельзитовых агрегатов. *Туфы литокрист ллокл стические*, *гр д ционно-слоистые* (по размеру обломков варьируют от алевритовых и псаммитовых до мелкопсефитовых), серые, зеленовато-серые, массивные, однородные. Алевритовые туфы хорошо сортированы, псаммитовые и мелкопсефитовые – плохо сортированы. Состав обломочного материала разнообразен: преобладают кристаллокласты (до 70%) андезина, олигоклаза, реже встречаются альбит, кварц, калишпат, амфибол; литокласты (13%) представлены плагиопорфировыми риолитами, редко – обломками вулканогенно-осадочных пород, хлоритизированного стекла. Для литокластов характерны следы окатанности. Цемент туфов базальный, преобладают микрофельзитовые агрегаты, в которых повсеместно присутствуют пепловые частицы и хлорит. Туфы часто имеют линзовидные, горизонтально-слоистые, прерывисто-слоистые текстуры, обусловленные присутствием линз гравийного пирокластического или ксеногенного материала, прослоев туфопесчаников, колчеданной руды. *Туфы крист ллокл стические* – псаммитовые, алевро-псаммитовые, голубовато-серые, зеленовато-серые, текстура массивная, прерывисто-горизонтальная,

линзовидная, структура псефито-псаммитовая или алевро-псаммитовая, кристаллокластическая с реликтовым пепловым материалом. Туфы отличаются хорошей сортировкой обломочного материала. Кластика представлена обломками кристаллов плагиоклаза (85%) и пород (5%) (андезиты, туфы, известняки, пирокластика, стекло, колчеданные руды). Цемент туфов порово-пленочный, соприкосновения, серицит-кварц-полевошпатовый с агрегатами шестоватых зерен кварца, мусковита, карбоната. *Туфы витрокл стические* – андезитовые, голубовато-серые, с реликтовой пепловой структурой, псевдофлюидальной текстурой. Сложены криптозернистым серицит-хлорит-полевошпатовым агрегатом (95%) с кальцитом (3%), содержащими тонкую нераскристаллизованную туфовую пыль. Обломки кристаллов и пород редки (3%) и часто округлые, представлены метаэффузивами, кварцем, полевыми шпатами и неопределимыми обломками, а также сульфидами.

Химический состав вулканогенных пород еравнинской серии представлен в табл. 1. Основной объем вулканитов кыджимитской толщи составляют базальты и дациты (рис. 9а, 9б), которые относятся к умеренно-калиевым и высоко-калиевым породам (см. рис. 9в). Для них характерна низкая магнезиальность, высокая глиноземистость (al' = 1.18–2.68) и выдержанный калиево-натриевый состав (Na_2O/K_2O = 1.18–2.48) (см. табл. 1). Содержание TiO_2 в базальтах варьирует от 0.85 до 1.12 мас. %, а в кислых разностях – от 0.95 до 0.42 мас. %, что позволяет нам отнести их к низкотитанистым породам. На диаграмме SiO_2–FeO^*/MgO (см. рис. 9г) базальты лежат в поле толеитов, а дациты и риодацит – в поле известково-щелочных пород. Суммарная концентрация REE (∑REE + Y) составляет 114.58–135.27 г/т в базальтах и 152.71–235.76 г/т в дацитах и риодацитах. В вулканитах кыджимитской толщи отмечается обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых ($(La/Yb)_N$ = 4.85–7.12) (см. рис. 9е). Нормированные к составу примитивной мантии спектры распределения элементов – примесей для базальтов и риодацитов (см. рис. 9д) в целом имеют близкие распределения за исключением Sr. Для базальтов и риодацитов отмечается обогащение крупноионными литофильными элементами (Rb, K, Ba) относительно высокозарядных и редкоземельных элементов; в них хорошо проявлены отрицательные аномалии по Nb и Ti, что характерно для надсубдукционных обстановок формирования. Базальты еравнинской серии на диаграммах Nb/Y–Zr/Y [Condie, 2005] (см. рис. 9ж) и Ce/Nb–Th/Nb [Sanders et al., 1988] (см. рис. 9з) попадают в поля распространения базальтов островных дуг. Вулканиты кыджимитской толщи принадлежат к рифейской изотопной провинции [Коваленко и др., 1999]. Для базальтов TNd(DM) = 1 364 млн лет, εNd(385) = −2.14 и для дацитов TNd(DM) = 1 267 млн лет, εNd(385) = −1.84, $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.1236 и 0.1163 соответственно (неопубликованные данные Г. Е. Некрасова). Отрицательное значение εNd указывают на источник магм, значительную роль в составе которого играл долгоживущий коровый материал.

ФАЦИИ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЕРАВНИНСКОЙ СЕРИИ

Анализ имеющихся данных позволил авторам предложить реконструкцию обстановок седиментации еравнинской серии. Особенности пород нижней части разреза серии (нижняя часть ульзутуйской толщи), охарактеризованных остатков ветвистых строматопороидей, водорослей, тентакулит и высших растений, свидетельствуют об их накоплении в достаточно мелководной части морского бассейна. Осадки формировались при смешивании в водной среде пирокластического материала с известковистым, кремнистым, биогенным (углистое вещество, органогенный детрит) и продуктами поствулканических эксгаляций. С верхней частью ульзутуйской толщи связаны микстит-олистостромовые образования, представленные пестроцветными, средне- и крупноглыбовыми конглобрекчиями хаотического строения. Эти образования контролировались обвально-оползневыми процессами (оползневые микститы), которые могли осуществляться только при наличии морфологически выраженного уступа (перегиб склона) [Геологическое..., 1992]. Поступление грубообломочного материла и глыб с возвышенных участков проходило в более глубоководные части бассейна и связано с началом перемещения оползня в слабо литифицированном осадке, когда в процессе оползания захватывались верхние, не полностью консолидированные, и нижние глубокие, уже литифицированные горизонты. Толчком к образованию оползней могли служить крупные чужеродные блоки, попадавшие в бассейн. Эти образования отражают процессы интенсивного разрушения фронта аллохтонной массы, продвигающейся в сторону осадочного бассейна и связаны с активизацией тектонических движений, начавшихся в конце позднего девона. Они представляют

собой, вероятнее всего, тектоно-гравитационный микститовый комплекс [Геологическое..., 1992]. Крупные пластины, отторженцы борта бассейна, сползавшие по склону, образуются при продвижении тектонических покровов, в их фронтальных частях. Накопление ульзутуйских микститов мы связываем со становлением раннегерцинской, а не каледонской, как предполагалось ранее, покровно-складчатой структуры района [Руженцев и др., 2012].

Ведущими литологическими типами пород еравнинской серии являются тефротурбидиты с характерными подводно-оползневыми текстурами, обрывками слоев туфоалевролитов, включающие прослои и линзы органогенно-обломочных, водорослевых биокластовых, биокластово-литокластических, пестроцветных микритовых известняков, обычно с туфогенной примесью и многочисленным зоогенным детритом. Тефротурбидиты накапливались в относительно глубоководной части палеобассейна и формировались, вероятнее всего, на краю уступа на шельфе и склоне палеобассейна в условиях активной гидродинамики. Быстрое погружение дна бассейна обеспечивало быстрое захоронение осадков. Отложения обогащены органическим веществом, не успевшим разложиться на поверхности дна и оказывающим восстановительное действие на железосодержащие вулкано-терригенные осадки с образованием сульфидов железа. С потоками обломочного материала переносились органические остатки, “экзотические” обломки, глыбы и валуны, содержащие разновозрастную фауну. Линзы и прослои биокластовых, органогенно-обломочных известняков, известковистых алевролитов с разновозрастными комплексами фауны и флоры мы связываем с перемывом отложений соответствующего возраста и интерпретируем эти образования как результат действия гравитационных потоков на склоне осадочного палеобассейна [Хворова, 1987; Литогеодинамика..., 1997]. Накопление тефротурбидитов проходило при активизации эксплозивной и эффузивной деятельности. В водной среде формировались лавовые, кластолавовые и пирокластические образования, связанные с подводными излияниями и эксплозиями, на что указывает их тесная связь с морскими осадочными и биогенными образованиями. Пирокластические разности включают смешанные (риолит-дацит-андезитовые) туфы и туфы андезитового, андезидацитового, дацитового составов. Они близки к туфовым фациям удаленной и промежуточной зон подводного вулканизма. Редко встречающиеся спекшиеся туфы игнимбритовой фации, отлагались, видимо, в пределах небольших островов [Васильев, 1977]. Среди эффузивных пород преобладают дациты и риолиты, слагающие лавовые покровы среди туфотерригенных пород верхней части разреза кыджимитской толщи. Эффузивы относятся к фациям лав и туфолав потоков подводной части склона вулканического конуса. Андезибазальты и базальты мы относим к лавовым фациям потоков склона вулканического конуса.

Таким образом, особенности строения и состава еравнинской серии свидетельствуют о формировании отложений в открытом углубляющемся морском бассейне, примыкающем к зоне вулканизма. Вулканиты еравнинской серии, характеризующиеся преобладанием кислых разностей, принадлежностью базальтов к толеитовой, а дацитов и риодацитов – к известково-щелочной серии, присутствием высококалиевых разностей пород, принадлежностью их к K-Na типу щелочности, очень низкими значения MgO, низкими и умеренными содержаниями TiO_2, высокими Al_2O_3 и K_2O, обогащениеем вулканогенных пород крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных элементов, минимумом по Nb и отрицательные значения εNd. Пространственная ассоциация их с монцонитами (имеют надсубдукционные метки по данным из работы [Руженцев и др., 2012]) и тефротурбидитами, а также металлогеническая специализация (Cu и Zn) пород, позволяют предполагать, что они формировались в надсубдукционной обстановке активной континентальной окраины на границе Сибирского континента и Монголо-Охотского океана.

Заканчивая характеристику еравнинской серии, следует сказать, что приведенные данные согласуются с концепцией геодинамической эволюции Западного Забайкалья, предложенной С. В. Руженцевым с соавторами [Руженцев и др., 2010, 2012]. По этой концепции в позднем силуре (?) – начале среднего карбона в северо-восточной части (в современных координатах) Западного Забайкалья существовал единый палеобассейн, на начальных этапах эволюции формировавшийся в геодинамической обстановке пассивной континентальной окраины на границе Сибирского континента и Монголо-Охотского океана, в позднем девоне сменившейся обстановкой активной континентальной окраины. В Удино-Витимской зоне в раннем и среднем девоне в условиях мелководного открытого шельфового бассейна формировались карбонатно-терригенные мелководные шельфовые отложения (озернинская толща, исташинская свита). Начиная с позднего девона обстановка изменилась, на склонах углубляющегося палеобассейна накапливались вулканогенно-терригенные образования со значительным объемом вулканитов,

представленные комплексом фаций перегиба шельфа и склоновыми с микститами, фациями подводных конусов выноса дистальной зоны вулканизма. В это время здесь формировалась Кыджимитская вулканическая дуга, состав и строение разреза которой свидетельствуют о ее надсубдукционной природе [Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016]. Начало образования зоны связано с дроблением каледонского фундамента, о чем свидетельствуют базальтоиды, установленные среди отложений еравнинской серии и имеющие надсубдукционные метки. Дальнейшая эволюция Кыджимитской дуги обусловлена накоплением тефротурбидитов вблизи вулканической дуги, которые образовывали подводные конусы выноса у основания крутых склонов углубляющегося бассейна.

ВЫВОДЫ

Комплексное изучение осадочных и вулканогенно-осадочных пород рудовмещающей еравнинской серии, включая детальное картирование опорных участков, изучение особенностей строения разрезов, состава пород, палинологические исследования, позволили уточнить возраст и состав стратона и внести коррективы в схему стратиграфии Еравнинской подзоны.

Еравнинская серия, мощностью не менее 2400 м, включает ульзутуйскую и кыджимитскую толщи. Стратиграфическая принадлежность ульзутуйской толщи определяется верхнефаменским подъярусом верхнего девона – турнейским ярусом нижнего карбона, кыджимитской толщи – визейским ярусом нижнего карбона.

Еравнинская серия сложена тефротурбидитами со значительным объемом лав и туфов кислого и среднего составов, с которыми пространственно, генетически и по времени образования связаны микстит-олистостромовые образования тектоногравитационного генезиса. Накопление микститов отражает процессы интенсивного разрушения фронта аллохтонной массы и связывается с активизацией тектонических движений, начавшейся в конце позднего девона и закончившейся на границе раннего и среднего карбона.

Особенности строения и состава еравнинской серии свидетельствуют о формировании отложений в открытом углубляющемся морском бассейне, примыкающем к зоне вулканизма. Вулканиты еравнинской серии и прорывающие их монцониты, имеющие надсубдукционные характеристики, ассоциация вулканитов с тефротурбидитами, а также металлогеническая специализация (Cu и Zn) пород, свидетельствуют о формировании их в надсубдукционной обстановке активной континентальной окраины на границе Сибирского континента и Монголо-Охотского океана.

Еравнинская серия на водоразделе Ульзутуй–Известковый вмещает колчеданно-полиметаллические руды Ульзутуйского месторождения, считающегося аналогом Озерного месторождения. Рудная минерализация, вероятно, была связана с процессами осадконакопления и вулканической деятельностью в девоне – раннем карбоне. Подтверждением этому также может служить отсутствие рудной минерализации в нижнекембрийских эффузивах и биогермных известняках [Минина и др., 2023]. Мы полагаем, что и рудовмещающие толщи Озерного месторождения, включаемые в состав нижнекембрийской олдындинской свиты, по составу и возрасту близки образованиям еравнинской серии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность палинологу Л. Н. Неберикутиной за палинологическое изучение проб, петрографу А. В. Патрахиной за петрографическое описание пород. Авторы также признательны В. В. Минину за оформление иллюстраций к статье.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда № 22-27-20141.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.

Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1996. 153 с.

*В сильев И.*Л. Геология Еравнинского рудного поля. Новосибирск: Наука, 1977. 126 с.

Викентьев И.В., Д мдинов Б.Б., Минин О.Р. и др. Классификация процессов полиметаллического рудообразования и переходный VMS–SEDEX–MV-тип – пример гигантского Озерного месторождения в Забайкалье, Россия // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 3. С. 201–236. DOI: 10.31857/S001677702303005X

Гордиенко И.В., Булг тов А.Н., Руженцев С.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.

Гордиенко И.В., Нефедьев М.А., Пл тов В.С. Строение, минеральные типы рудных месторождений и перспективы освоения Еравнинского рудного района Западного Забайкалья // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2013. № 1. С. 7–22.

Гордиенко И.В. Металлогения различных геологических обстановок Монголо-Забайкальского региона // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3. Ч. 1. С. 7–13.

Гордиенко И.В., Нефедьев М.А. Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 2. С. 114–124.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-XXVIII (Гунда). Объяснительная записка / Отв. ред. И. Н. Тихомиров. СПб: ВСЕГЕИ, 2016. 208 с.

Геологическое картирование хаотических комплексов / Под ред. Н. В. Межеловского. М., 1992. 230 с.

Дист нов Э.Г., Ков лёв К.Р., Т р сов Р.С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 1972. № 2. С. 3–22.

Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., М зук бзов А.М. Механизм развития системы островная дуга – задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской горной области в позднем рифее – раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50(30). С. 209–226.

Ков лев К.Р., Дист нов Э.Г. О генезисе Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения // Геология и геофизика. 1983. № 1. С. 32–41.

Ков ленко В.И., Ярмолюк В.В., Ков ч В.П. и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.

Кременецкий И.Г. Первая находка ордовикской фауны в Байкальской горной области // Доклады АН СССР. Сер. геол. 1982. С. 407–408.

Л нцев В.С. Вулканизм Удино-Витимской зоны каледонид Западного Забайкалья (состав, возраст, геодинамические условия формирования). Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2014. 18 с.

Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов / Под ред. А. Д. Щеглова. СПб: ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.

Литвиновский Б.А., Постников А.А., З нвилевич А.Н. и др. Новые данные по магматизму Озернинского рудного узла // Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 56–67.

Методические аспекты палинологии. М.: Недра, 1987. 223 с.

Минин О.Р. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. 36 с.

Минин О.Р., Доронин Н.А., Некр сов Г.Е. и др. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.

Минин О.Р., Гордиенко И.В., Д мдинов Б.Б. и др. Новые данные о возрасте рудовмещающих толщ Озерного полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье) // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 3. С. 299–314.

Н угольных С.В., Минин О.Р. Baikalophyton ruzhentsevii Gen. Et sp. nov. Новое сциадофитоноподобное наземное растение из девонских отложений Западного Забайкалья // Палеонтология в музейной практике. Сборник научных работ. М.: Медиа-Гранд, 2014. С. 50–59.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Руженцев С.В., Минин О.Р., Аристов В.А. и др. Геодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система Забайкалья): геологические и геохронологические данные // Доклады РАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 361–364.

Руженцев С.В. Минин О.Р., Некр сов Г.Е. и др. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.

Скрипников М.С., Кузнецов А.Б., Ветлужских Л.И., К уров О.К. Разнообразие археоциат и Sr-хемостратиграфия нижнего кембрия Западного Забайкалья (Удино-Витимская и Бирамьино-Янгудская зоны) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 2. С. 184–191.

Т р сов Р.С., Близнюк М.В., Б бкин И.Н. О формационном типе н генезисе Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972. Вып. 143. С. 79–97.

Хворов И.В. Отложения островодужных систем // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 3–18.

Ц рёв Д.И. Генезис Озерного колчеданно-цинкового месторождения в Забайкалье // Изв. АН СССР. 1983. С. 97–107.

Язмир М.М. О распределении ископаемых форм в разрезах олдындинской свиты западной части Еравнинской зоны // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XV. Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1972. С. 57–65.

Язмир М.М., Д лм тов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. Палеозой. М.: Недра, 1975. 184 с.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K. et al. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: Petrogenetic and tectonic setting implications // Precambrian Res. 2008. V. 162(3). P. 403–423. DOI: 10.1016/j.precamres.2007.10.001

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.

Myashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. № 4. P. 321–355.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constrains // J. Petrol. Spec. Lithosphere. Iss. 1988. P. 415–455.

Taylor S.R., McLennan S. M. The continental crust; its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985.

Winchester J.A., Floyd P.A.. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. V. 20. P. 325–343.

Yavuz F. WinAmphcal: A Windows program for the IMA-04 amphibole classification // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2007. V. 8(1). Paper Q01004. DOI: 10.1029/2006GC001391

Yavuz F. WinPyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry // American Mineralogist. 2013. V. 98. P. 1338–1359.

COMPOSITION, AGE, AND SEDIMENTATION ENVIRONMENT OF THE ORE-HOSTING ERAVNA SERIES OF THE UDINO-VITIM ZONE (WESTERN TRANSBAIKALIA, RUSSIA)

O. R. Minina[1, *], V. S. Lantseva[1], I. D. Sobolev[2], I. V. Vikentyev[1, 2]

[1] *Dobretsov Geological Institute SB RAS, Sakhyanova str., 6a, Ulan-Ude, 670047, Republic of Buryatia, Russia*

[2] *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017, Russia*

**e-mail: minina@ginst.ru*

Data on the composition, age and formation conditions of the Ulzutui and Kydzhimit strata, which are combined as part of the Eravna Series of the Eravna Subzone of the Udino-Vitim Zone, are considered. The Eravna series, at least 2400 m thick, is composed of tephroturbidites with a significant amount of lavas and tuffs of felsic and intermediate compositions, with which tectonic-gravitational mixtites are spatially and genetically related. The features of the structure and composition of the Eravna series indicate the formation of sediments in an open deepening marine basin adjacent to the zone of active volcanism. For the first time, according to the Miospores, the time of formation of the Ulzutui sequence is limited to the Late Devonian – Early Carboniferous (Late Famennian – Early Tournaisian), the Kyjimite strata is limited to the Early Carboniferous (Visean) ages. At this time, the Kyjimit volcanic zone was formed. The suprasubduction nature of the zone is evidenced by the features of volcanites (predominance of acidic varieties, belonging of basalts to the tholeiitic, and dacites and rhyodacites to the calcareous-alkaline series, the presence of high-potassium rock varieties, their belonging to the K-Na type of alkalinity, very low MgO values, low and moderate TiO_2 contents, high Al_2O_3 and K_2O, enrichment of volcanogenic rocks in large-ionic lithophilic elements relatively to highly charged elements, minimum in Nb and negative values of εNd), their spatial association with monzonites (have suprasubduction features) and tephroturbidites, as well as metallogenic specialization (Cu and Zn) of the Eravna series. We believe that the ore-hosting strata for both pyrite-polymetallic Ulzutui and Ozernoe deposits is the Upper Devonian–Lower Carboniferous Eravna series.

Keywords: Eravna serie, tephroturbidity, mixtite, palynostratigraphy, Late Devonian – Early Carboniferous