

УДК 551.242.2:550.4:552.51

## ПОЗДНЕЮРСКИЙ–РАННЕМЕЛОВОЙ НАДСУБДУКЦИОННЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЧУКОТСКОГО ТЕРРЕЙНА (АРКТИЧЕСКИЙ РЕГИОН, РОССИЯ)

Е.В. Ватрушкина\*, М.И. Тучкова, С.Д. Соколов

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

\*e.mail: evat\_095@mail.ru

Поступила в редакцию 8.06.2019г.; после исправления 31.07.2019г.; принята в печать 24.09.2019г.

Определен возраст и геодинамическая природа вулканического источника верхнеюрско–нижнемеловых отложений Западной Чукотки. Проведенные детальные литологические исследования выявили продукты синхронного вулканизма. По полученным петрографическим данным определено наличие примеси пирокластического материала в оксфорд–кимериджских песчаниках. Установлено, что накопление оксфорд–кимериджских отложений происходило на Чукотской континентальной окраине на удалении от источника вулканического материала. Показано, что источником пирокластического материала была интраокеаническая Кульпольнейская островная дуга, существовавшая в северной части Прото-Арктического океана. Накопление волжско–валанжинских отложений происходило в задуговом бассейне на окраине Чукотского микроконтинента. Дана характеристика песчаников волжско–берриасского возраста, которые содержат значительную долю пеплового материала в матриксе, а также обломки и мономинеральные зерна в породообразующих компонентах. Геохимический анализ галек вулканитов позволил установить надсубдукционную природу вулканического источника, сложенного дифференцированной серией от андезибазальтов до риолитов. Вулканическая активность прекратилась в валанжинское время, что подтверждается отсутствием синхронного материала и незначительным количеством обломков вулканического происхождения в валанжинских песчаниках. Полученные данные U–Pb изотопного датирования цирконов, выделенных из волжско–валанжинских песчаников и андезитов из гальки волжских конгломератов, позволили определить время существования надсубдукционного вулканизма на южной окраине Чукотского микроконтинента в период 150–140 млн лет.

*Ключевые слова:* Западная Чукотка, верхняя юра–нижний мел, туфо-терригенные отложения, петрография, геохимия, надсубдукционный вулканизм

**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019678-91>

### ВВЕДЕНИЕ

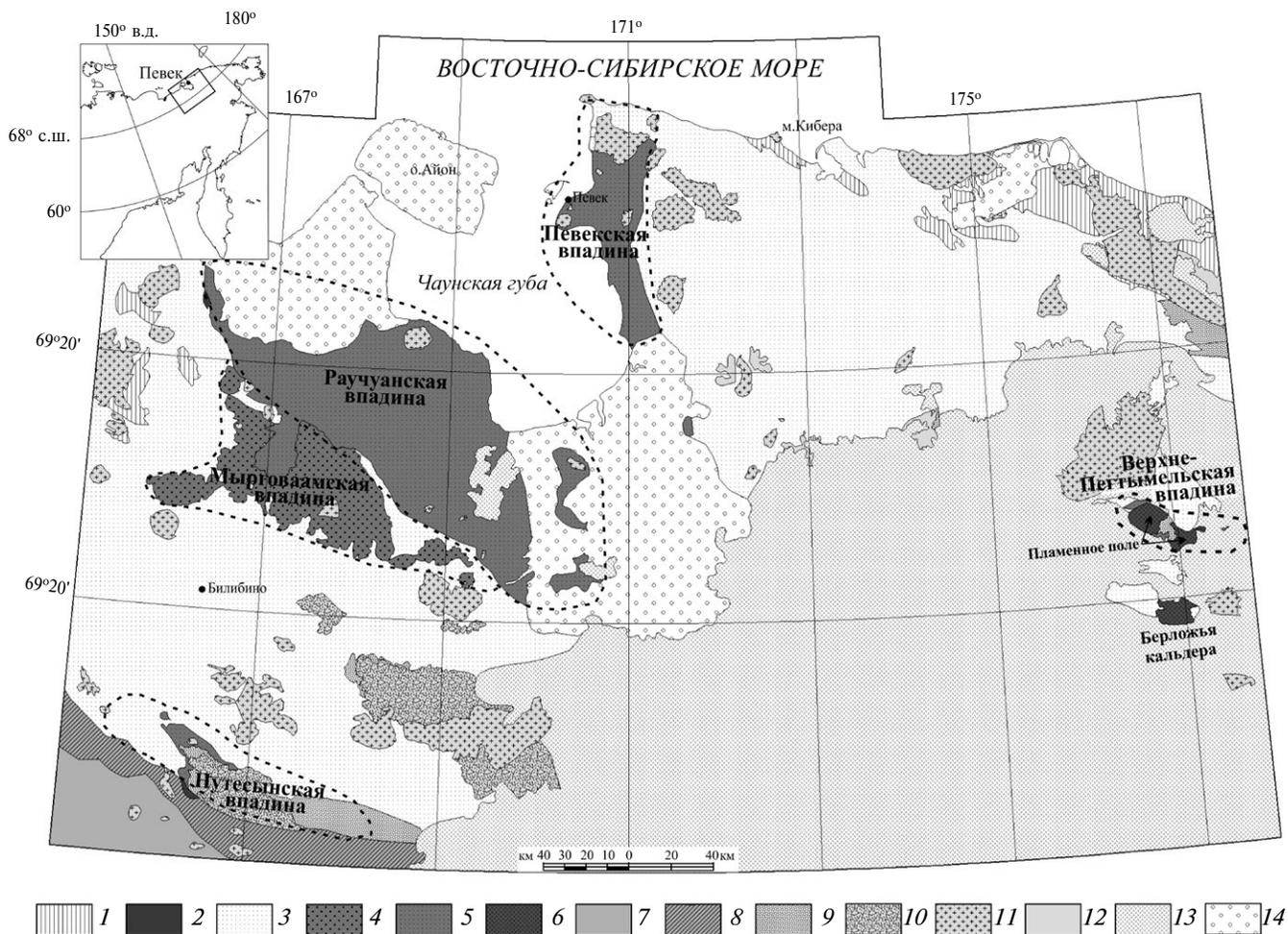
Чукотская складчатая область включает структуры континентальной окраины и прилегающего шельфа с островами: Новосибирскими, Врангеля и Геральда. Северная граница проходит вдоль фронтального надвига Врангеля-Геральда, а южной границей является Южно-Анюйская сутура [20, 47]. История формирования мезозойских структур Чукотской складчатой области тесно связана с процессами образования Американо-Азиатского бассейна Восточной Арктики, которое началось с рифтинга в ранней юре и последующего раскрытия и спрединга в поздней юре–раннем мелу.

Позднеюрско–раннемеловой этап развития Чукотской складчатой области характеризуется сокращением Прото-Арктического (Южно-Анюйского) океана и сближением Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Сибири [15, 20, 44, 47]. Последние фазы спрединга в Прото-Арктическом океане, разделявшем Сибирский и Северо-Американский континенты, датируются оксфорд–

кимериджем по возрасту самых молодых кремней, ассоциирующих с океаническими базальтами [32, 48]. На южной активной окраине палеоокеана, сложенной амальгамированными островодужными террейнами Алазейско-Олойской складчатой системы, в результате субдукции океанической литосферы образовался Олойский вулканический пояс [13, 18, 20, 48].

Относительно геодинамической обстановки на северной Чукотской окраине Прото-Арктического океана имеются различные точки зрения. Большинство исследователей полагают, что на краю Чукотского микроконтинента в поздней юре–раннем мелу существовала Нутесынская дуга [3, 15, 17, 18].

В настоящее время ряд исследователей [4, 34, 48] считают вулканический комплекс островной дугой, но имеют разночтения по вопросу полярности зоны субдукции. Дж. М. Амато [34] предполагает, что дуга возникла возле края Чукотского микроконтинента в результате субдукции океанической коры по направлению к микроконтиненту. В тылу дуги располагался задуговой бассейн



**Рис.1.** Геологическая схема Западной Чукотки (по данным [14], с изменениями и дополнениями).

Показаны (штриховая линия) контуры впадин.

1–6 – Чукотский террейн: 1 – палеозойские терригенно-карбонатные отложения, 2 – нижнеюрские терригенные отложения, 3 – триасовые терригенные отложения, 4 – оксфорд-кимериджские терригенные отложения, 5 – волжско-валанжинские туфо-терригенные отложения, 6 – волжско-берриасские вулканогенные отложения (Берложья кальдера и Пламенное вулканическое поле); 7 – Южно-Анюйская сутура; 8 – Кульпольнейский комплекс, входящий в Южно-Анюйскую сутуру; 9–14 – перекрывающие комплексы: 9 – апт-альбские континентальные угленосные отложения, 10 – Тытыльвеевский аптский вулканический комплекс, 11 – Этчикуньский альбский вулканический комплекс, 12 – Охотско-Чукотский вулканический пояс, 13 – меловой интрузивный комплекс, 14 – кайнозойский осадочный чехол

на утоненной континентальной коре. Другими исследователями [4, 32, 48] установлены стратиграфические взаимоотношения вулканогенно-осадочных пород, ранее включенных в разрез Нутесынской дуги, с оксфорд-кимериджскими отложениями Южно-Анюйской сутуры. Это послужило основанием для выделения позднеюрско-раннемеловой интраокеанической Кульпольнейской (Кораньвеевской) дуги и предполагается южное (в современных координатах) погружение зоны субдукции.

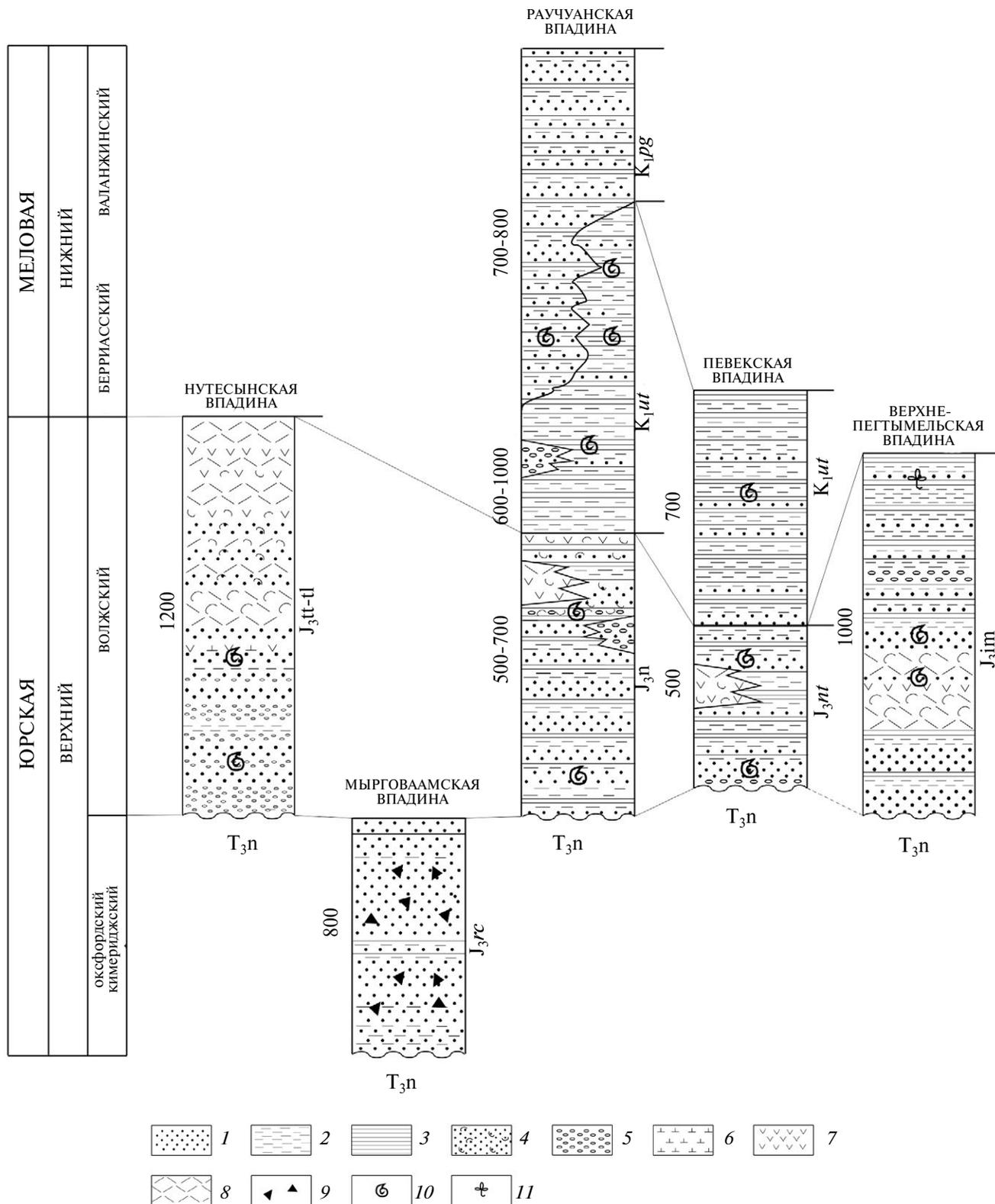
Впервые было высказано предположение о наличии двух дуг – океанической (энсиматической) и континентальной – в позднеюрско-раннемеловое время [8].

Последующая геодинамическая интерпретация не исключает их существование [28].

В статье мы приводим новые данные по литологии, геохимии и возрасту обломочных цирконов верхнеюрско-нижнемеловых отложений Западной Чукотки, применительно к интерпретации тектонической позиции и геодинамической обстановки вулканизма.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В составе Чукотской складчатой области выделяются террейны о. Котельный, Беннетта, Врангеля, Чукотский и Восточно-Чукотский [20, 47,



**Рис. 2.** Строение разрезов верхнеюрско-нижнемеловых отложений Чукотского террейна (по [19], с изменениями и дополнениями).

Мощность верхнеюрско-нижнемеловых отложений Чукотского террейна указана в метрах.

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – туфопесчаники; 5 – конгломераты; 6 – базальты, спилиты; 7 – андезиты, трахиандезиты; 8 – дациты, риолиты, трахириолиты; 9 – мелкие остроугольные обломки аргиллитов; 10 – остатки ископаемой фауны; 11 – остатки ископаемой флоры

51]. Район исследований расположен в пределах Чукотского террейна, который с юга ограничен Южно-Аньюйской сутурой (рис. 1). В палеотектоническом отношении Чукотский террейн является фрагментом Чукотского микроконтинента. Южно-Аньюйская сутура представляет собой шовную зону, образовавшуюся в результате коллизии Чукотского и Сибирского континентальных блоков и закрытия Прото-Арктического океана (Южно-Аньюйского) океана в раннем мелу [47].

Чукотский террейн в современной структуре представлен сильно деформированными палеозойскими и мезозойскими преимущественно осадочными комплексами. Установлено существование двух этапов компрессионных деформаций:

- в конце триаса–ранней юре;
- в конце раннего мела во время Чукотской (позднекимерийской) орогении [11].

Палеозойские отложения обнажаются на побережье Восточно-Сибирского моря, где представлен самый полный разрез терригенно-карбонатной толщи девонского и каменноугольного возрастов [6, 24, 41], а также в структурах гранитно-метаморфических куполов [9, 33, 36].

Мезозойские отложения наиболее широко распространены в пределах Чукотского террейна. В нижней части разреза выделяются мощные флишидные толщи триаса, накопление которых происходило в условиях пассивной континентальной окраины [26, 30, 51]. Нижнеюрские отложения обнаружены только на узком участке, на левом берегу р. Раучуа. Отложения средней юры отсутствуют [12].

Верхнеюрско–нижнемеловые породы слагают несколько впадин на юго-западной окраине Чукотского террейна (см. рис. 1). Они с угловым несогласием, местами – с тектоническим контактом, залегают на триасовых турбидитах. К.В. Паракецов [19], который выделил позднеюрско–раннемеловые впадины, разделил их по времени формирования на оксфорд–кимериджские и волжско–валанжинские.

К нижнемеловым комплексам также относится апт–альбская угленосная моласса. Континентальные отложения слабо деформированы и выполняют наложенные впадины.

В пределах Чукотского террейна выделяется два основных этапа гранитоидного магматизма – палеозойский и позднемезозойский. Наличие палеозойского этапа подтверждено недавними датировками цирконов из гранитоидов Киберовского массива и гранитно-купольных структур Куульского и Куэкувуньского поднятий [16, 33, 41, 43]. Раннемеловой гранитоидный магматизм широко проявлен в пределах исследуемого региона. Он связан с субширотным растяжением и образованием комплексов метаморфических ядер, даек и постколлизийных интрузий [9, 33, 36, 40].

Ранее, вулканические образования южной периферии Чукотского террейна включали в состав

комплексов Чаунской серии Охотско-Чукотского вулканического пояса, сформировавшихся в позднем мелу на активной окраине Азиатского континента [15, 20, 26]. В настоящее время, с использованием прецизионных методов из их состава были выделены более древние образования – тытыльвеевская и этчикуньская свиты [29, 38].

Для вулканитов Тытыльвеевского прогиба получены датировки  $121.4 \pm 2.8$  млн лет и  $118.0 \pm 2.0$  млн лет [29]. Возраста вулканитов согласуются с датировками ряда постколлизийных гранитоидных массивов и являются вулcano-плутонической ассоциацией, образовавшейся в обстановке растяжения [29].

Несколько небольших по площади выходов андезитов этчикуньской свиты развиты в районе восточного побережья Чаунской губы. По данным U–Pb (SHRIMP) изотопного датирования цирконов, их возраст был оценен  $108.6 \pm 1$  млн лет [38]. Таким образом, андезиты имеют раннемеловой возраст и отражают магматический этап, предшествующий формированию Охотско-Чукотского вулканического пояса.

#### **Верхнеюрско–нижнемеловые вулканогенные образования**

В пределах Чукотского террейна верхнеюрско–нижнемеловые вулканогенные образования изучены в Нутесынской, Раучуанской и Верхне-Пегтымельской впадинах (рис.2).

В Нутесынской впадине разрез верхнеюрских отложений начинается с толщи конгломератов (700–800 м), насыщенной галькой деформированных осадочных пород, которая с угловым несогласием залегает на триасовых отложениях Аньюйской зоны (Аньюйский субтеррейн Чукотского террейна) [22]. Выше залегает толща граувакк (350–400 м), содержащих линзы ракушняков. В верхней части разреза граувакки содержат примесь туфогенного материала и единичные прослои лав основного состава. Разрез завершается туфами, лавами, туфо-лавами и лавобрекчиями дацитов и риолитов, реже андезитов. Мощность вулканогенной толщи оценивается от 150–200 м до 1000–1200 м [27]. Меловая часть разреза начинается с пачки пестроокрашенных конгломератов, содержащих гальку нижележащих вулканитов. Грубообломочная толща относится к нутесынской свите альбского возраста [23]. Вулканогенная часть разреза сформировалась в континентальных условиях в структуре Нутесынской дуги [18].

В пределах Раучуанской структуры в разрез волжских отложений включены линзовидные покровы риолитов, дацитов и андезитов в западной части впадины и покровы андезитов и их туфов в восточной [19] (см. рис.2). Однако геолого-съёмочными работами, проведенными экспедициями в различное время на западе впадины, были выделены только туфовые разновидности риолитового и дацитового составов [1, 2, 25]. На востоке структуры в единичном разрезе действительно

были описаны туфоконгломераты, расслоенные маломощными горизонтами лав среднего состава (1–2 м) [21].

В разрезе волжских отложений Верхне-Пегтымельской впадины была выделена пачка туфопесчаников с лавами амфибол-пироксеновых андезитов [10]. Мощность туфопесчаников составляет первые метры, мощность андезитов – от десятков сантиметров до первых метров.

Возраст вулканитов Нутесынской, Раучуанской и Верхне-Пегтымельской структур определен как волжский по находкам бухиевой фауны в ассоциирующих с ними туфопесчаниках. Геохимические характеристики вулканитов в работах предшественников отсутствуют.

В состав волжских отложений Певекской впадины ранее также включались пачки андезитов, распространенные в районе г. Певек [19, 23]. По результатам детальных геохимических исследований и U–Pb изотопного датирования цирконов (SHRIMP) они были отнесены к этикуньской свите раннемелового возраста [38].

Следы позднеюрско–раннемелового магматизма были выявлены в районе Берложьей кальдеры [50]. Берложья кальдера представляет собой вулканоструктуру размером 16×22 км, выполненную кристаллокластическими риолитовыми туфами интродуцированными небольшими телами порфировидных гранодиоритов. В основании ее разреза находится грубообломочная толща, мощностью 10 м, которая с угловым несогласием, залегает на верхнетриасовых турбидитах Чукотского террейна [8]. Грубообломочная толща представлена брекчиями и конгломератами, содержащими обломки кливажированных терригенных пород, схожими с подстилающими триасовыми отложениями.

U–Pb изотопный возраст цирконов (HR-SIMS) из риолитовых туфов составляет  $146 \pm 2.4$  млн лет, из гранодиоритов –  $145.5 \pm 1.8$  млн лет [50]. Геохимические и изотопные данные вулканитов Берложьей кальдеры свидетельствуют о плавлении корового субстрата. В составе протолита могли участвовать древние островодужные комплексы. Вулкано-плутоническая ассоциация интерпретируется как активная континентальная окраина [50].

Пламенное вулканическое поле было выявлено в 2018г. [28]. Единичные кальдерные просадки, входящие в его состав, выполнены риолитовыми игнимбритами. Вулканиты Пламенного поля несогласно перекрывают деформированные триасовые турбидиты и волжские туфо-терригенные отложения Верхне-Пегтымельской впадины Чукотского террейна. По данным U–Pb изотопного датирования цирконов (SHRIMP) возраст игнимбритов из разных частей поля составляет  $140.8 \pm 1.2$  млн лет и  $140.92 \pm 0.95$  млн лет [28].

Верхнеюрско–нижнемеловые вулканогенные образования в пределах Южно-Анюйской сутуры описаны в разрезе Кульпольнейского комплекса [4, 32, 48]. Комплекс сложен разнообразными эффузи-

вами (пиллоу-лавы, массивные миндалекаменные базальты, андезиты, андезидациты и их субвулканические и пирокластические разности), которые чередуются с туфо-терригенными породами [48]. Контакт с терригенными породами сутуры стратиграфический с постепенным переходом. Прослой туфопесчаников содержат остатки бухий оксфорд-кимериджского возраста [32]. Единичные геохимические данные (2 образца базальтов и 1 образец андезитов) [4, 34] позволяют относить изученные вулканиты к толеитовым сериям энсиматических дуг. Образовавшиеся в такой обстановке основные и средние вулканиты практически не содержат цирконов. Попытка выделить и датировать с помощью прецизионных методик цирконы из андезитов комплекса не привела к результату [34].

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу работы положен фактический материал, собранный в ходе полевых работ 2003–2004 гг. и 2010–2011 гг., а также 2014 года. Были изучены туфо-терригенные отложения, выполняющие Мырговаамскую, Раучуанскую, Певекскую и Верхне-Пегтымельскую впадины. Лабораторные исследования были направлены на определение возраста и состава источников сноса вулканогенного материала. Породы были изучены в шлифах Е.В. Ватрушкиной при помощи поляризационного микроскопа ВХ–51 (Olympus, Япония). Произведена оценка количественного состава породообразующих и акцессорных обломочных компонентов в песчаниках. Проанализировано соотношение обломков вулканитов различного состава. Изучение состава гранатов произведено Е.В. Ватрушкиной на факультете Наук о Земле Силезского университета (г.Катовице, Польша) с помощью сканирующего электронного микроскопа XL30 ESEM (Philips Electronics, Нидерланды) с детекторами BSE и EDS (Oxford Instruments, Англия). Силикатный анализ проб осуществлялся в аккредитованной Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г.Москва, Россия) рентгенофлуоресцентным методом (XRF) с использованием последовательного спектрометра S4 Pioneer (Bruker, Германия). Элементный анализ проб выполнен в Аналитическом сертификационном испытательном центре АСИЦ ИПТМ РАН (г.Черноголовка, Россия) в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа. Изотопные исследования детритовых зерен циркона проводились:

(1) в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН (г. Москва, Россия) методом лазерной абляции с использованием ICP-MS спектрометра Element XR (Thermo Fisher Scientific, USA) и лазерной установки UP 213 (New Wave Research, USA); (2) в лаборатории GeoSep Services (Moscow, USA) методом лазерной абляции с использованием ICP-MS спектрометра Element 2 (Thermo Fisher Scientific, USA) с приставкой для ла-

зерной абляции UP 213 (New Wave Research, USA). Выполнено U–Pb изотопное датирование цирконов магматических пород с применением ионного микроанализатора высокого разрешения SRHIMP–II (Australian Scientific Instruments, Australia) в Центре Изотопных Исследований при ВСЕГЕИ МПР (г. Санкт-Петербург, Россия).

При оценке стратиграфического возраста верхнеюрско–нижнемеловых отложений были учтены разночтения в общей и региональной шкалах относительно границы юрской и меловой систем. В соответствии с мировой практикой была использована последняя версия международной стратиграфической шкалы, согласно которой граница титона и берриаса оценивается как 145 млн лет, альтернативно 145.7 млн лет [46]. Аналогами титона и берриаса в региональной стратиграфической схеме Северо-Востока России являются волжский и рязанский (бореальный берриас) ярусы, соответственно [23]. Однако их граница несколько смещена к рубежу нижнего–среднего берриаса [5]. В нашей статье для обозначения возраста раннемеловых, до валанжинских пород, применяется берриасский век с временными рамками его бореального аналога.

#### СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ И СОСТАВ ВЕРХНЕЮРСКО–НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В разрезе верхнеюрско–нижнемеловых отложений Чукотского подрейна выделено несколько стратиграфических подразделений от оксфордского до валанжинского яруса (рис. 3).

Оксфорд–кимериджские отложения распространены в пределах Мырговаамской впадины. Они с угловым несогласием, а местами с тектоническим контактом залегают на верхнетриасовых породах. В строении оксфорд–кимериджского разреза преобладают отложения песчаных потоков. Для них характерны мощные пачки массивных песчаников, лишенных текстурных особенностей, нередко с мелкими угловатыми обломками аргиллитов до 0.5 см. Обломки аргиллитов по петрографическим и геохимическим особенностям идентичны аргиллитам триасового возраста [7]. Оксфорд–кимериджские песчаники имеют аркозовый состав. Первичный цемент песчаников по составу глинистый с примесью вулканического материала, часто почти полностью замещен чешуйчатыми агрегатами слюдястых минералов, местами хлоритом. Среди породообразующих компонентов преобладают полевые шпаты, количество которых достигает 65%. Кварцевые зерна составляют 25–35%, а литокласты от 5 до 10% от общего количества диагностированных обломков. В песчаниках также содержится от 3 до 8 % слюдястых минералов, до 1% эпидота. Часть песчаников, особенно в южных разрезах, содержит до 10% остроугольных кристаллов кварца с треугольным габитусом и резорбированными

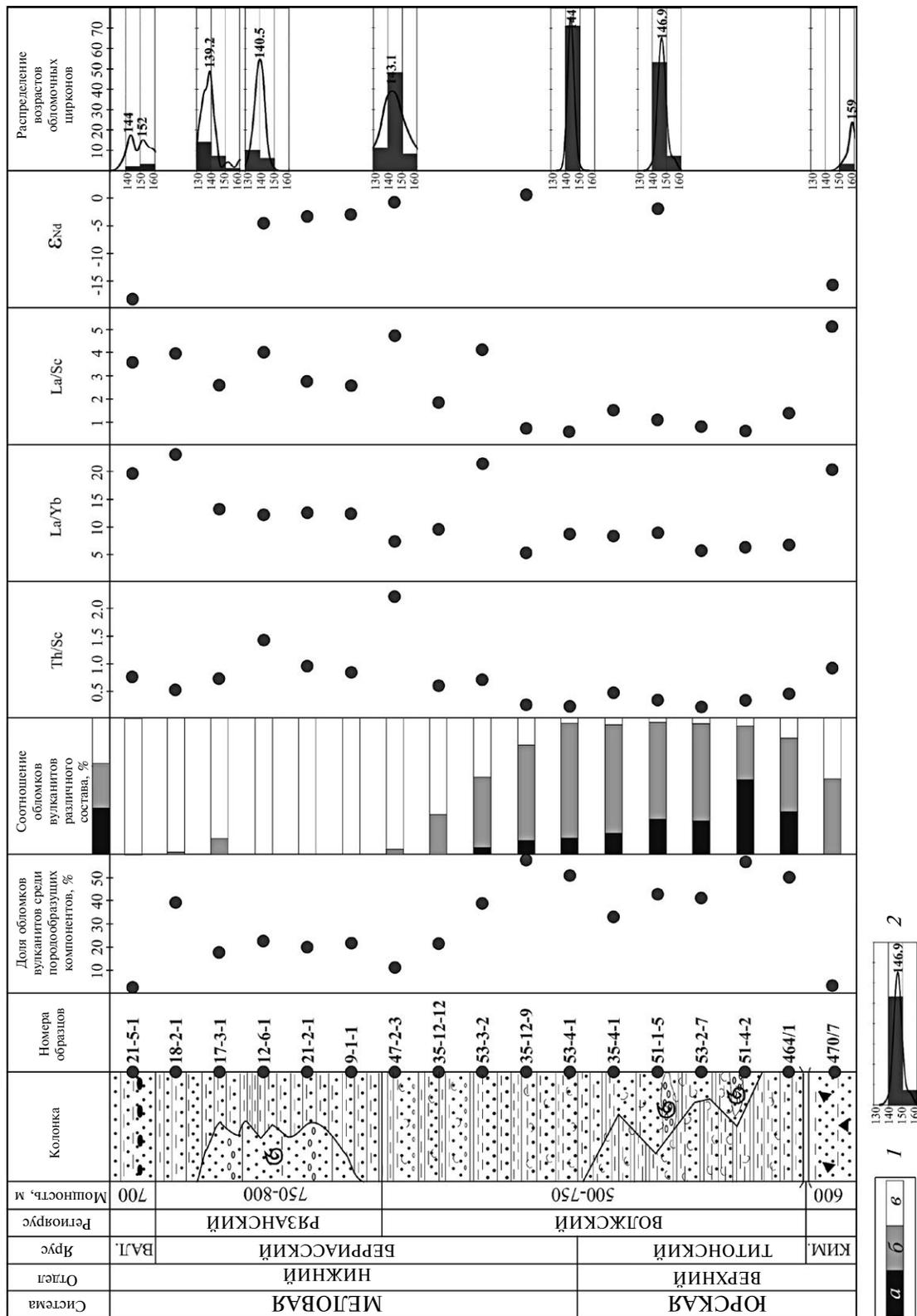
контурами, что указывает на его вулканическое происхождение. Количество обломков пород вулканического генезиса не превышает 3% от общего числа породообразующих компонентов (см. рис. 3). Вулканиды представлены преимущественно неизмененными средними и кислыми разновидностями, примерно в одинаковой пропорции. Вулканиды с низким содержанием кремнезема присутствуют в виде более окатанных микрозернистых агрегатов с отдельными микролитами плагиоклаза, а также измененных обломков с реликтами вулканогенной структуры. Для песчаников также характерно наличие, как обломков вулканического стекла, так и выполненные им интерстиции.

Оксфорд–кимериджские отложения накапливались преимущественно за счет размыва гранитоидных пород древнего континентального блока [7]. Дополнительными источниками сноса являлись триасовые турбидиты, вулканиды и метаморфические комплексы.

Волжские туфо–терригенные образования наиболее широко распространены в пределах Раучуанской, Певекской и Верхне–Пегтымельской впадин. Характер взаимоотношений волжских и оксфорд–кимериджских комплексов не наблюдался. В большинстве мест волжские отложения с угловым несогласием залегают на породах нория.

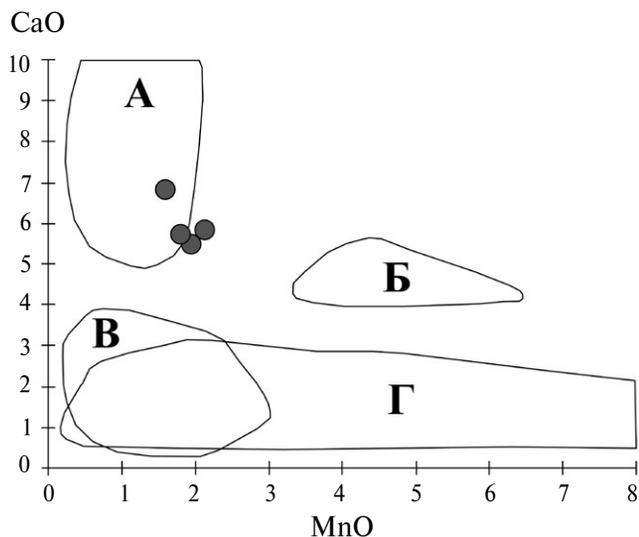
Накопление отложений волжского возраста происходило в различных частях подводных конусов выноса. Разрез представлен тонкозернистыми, среднезернистыми, и грубозернистыми турбидитами с линзами мелкогалечных конгломератов. В Верхне–Пегтымельской впадине присутствуют мощные толщи валунно–галечных конгломератов (тиллоиды)[8]. В пределах Певекской впадины обнажается только верхняя часть разреза.

Отличительной особенностью волжских отложений является значительное содержание вулканогенного материала. Среди псаммитов преобладают туфопесчаники и песчаные туффиты. Разновидности с наибольшим количеством терригенного материала условно можно отнести к лититовым, реже аркозовым ареникам. Матрикс песчаников глинистый, с высокой долей пеплового материала. Поровое пространство выполнено раскристаллизованным вулканическим стеклом. Общее количество цемента обычно не превышает 5%. Первичный матрикс преобразован в хлорит–иллитовый агрегат. Вулканическое стекло замещено хлоритом с аномальными голубыми интерференционными окрасками. Породообразующие компоненты представлены кварцем (10–20%), полевыми шпатами (20–30%) и обломками пород (60–70%). Преобладает кварц с ровным погасанием, резорбированными контурами, редко содержит небольшое количество включений. Полевые шпаты представлены кристаллокластами различной формы со следами растворений. Количество обломков вулканических пород достигает 58%. В песчаниках из нижних частей разреза преобладают средние и основные



**Рис.3.** Строение сводного разреза, возраст и состав верхнеюрско-нижнемеловых отложений по данным петрографических, геохимических, изотопно-геохимических исследований и U–Pb изотопного датирования детритовых цирконов.

1 – диаграмма соотношений обломков вулканитов, состав: а – основной, б – средний, в – кислый; 2 – графики (гистограммы и кривые плотности вероятности) распределений возрастов обломочных цирконов в интервале от 130 до 160 млн лет (по «х» – число замеров, по «у» – возраст, млн лет)



**Рис. 4.** Положение фигуративных точек составов гранатов из песчаников волжского возраста на диаграмме MnO–CaO.

Показаны (темно-серые кружки) точки составов. Поля составов алмандинов из различных источников нанесены, по [39]: **А** – гранаты высокобарического происхождения из магм М/І-типа; **Б** – гранаты образовавшиеся из магм М/І-типа в условиях низких давлений; **В** – гранаты образовавшиеся из магм S-типа; **Г** – гранаты из метапелитов.

вулканиты, количество кислых не превышает 10% (см. рис. 3).

В образцах из верхних частей разреза 53-4-1 и 53-3-2 количество матрикса увеличивается до 10–15%. Здесь он замещен кварц-хлорит-иллитовым агрегатом. Среди породообразующих компонентов преобладают кварц и полевые шпаты вулканогенного облика. Количество обломков пород уменьшается до 40%. Преобладающая часть литокластов – вулканиты, преимущественно кислого и в меньшей степени среднего составов. Кислые разновидности представлены кварц-полевошпатовыми агрегатами, нередко с фельзитовой структурой и порфиоровыми вкрапленниками этих минералов.

В туфопесчаниках и песчаных туффитах мономинеральные компоненты представлены не окатанными кристаллокластами кварца и полевых шпатов. Обломки вулканитов и реже терригенных пород имеют неправильную форму и занимают конформное положение.

С помощью электронного микроскопа с детектором проведены геохимические исследования состава гранатов из образца песчаника 51-1-5 (рис. 4). Изученные гранаты относятся к алмадин-пироповому ряду с высоким содержанием кальция и марганца. Алмадины такого состава формируются в условиях высоких давлений из магм М/І типа [39].

Волжские отложения образовались за счет размыва терригенных и вулканических пород, преимущественно среднего и умеренно кислого составов. Наличие пеплового материала в матриксе свидетельствует о синхронной вулканической деятельности.

Берриасские отложения распространены на севере изучаемой территории, в пределах Раучуанской и Певекской впадин, где они согласно надстраивают разрез волжских туфо-терригенных пород.

Разрез представлен пачками мелко- и среднезернистых турбидитов, редко с линзами гравелитов, а также ритмичного чередования песчаников и аргиллитов с текстурами оползания осадков. Такое сочитание последовательностей характерно для склоновых отложений. По классификации Р.Л. Дотта [37] песчаники относятся к лититовым ареникам. Матрикс глинистый с примесью или высокой долей пеплового материала. Количество цемента в песчаниках составляет 5%, в некоторых образцах достигает 20%. Первичный матрикс преобразован в кварц-хлорит-иллитовый агрегат. Среди породообразующих компонентов, как правило, преобладают кварц или обломки пород. Количество полевых шпатов редко превышает 20%. Кварц представлен зернами с волнистым погасанием и резорбированными контурами. Реже встречаются поликристаллические разновидности и блочное строение.

Обломки вулканитов и терригенных пород присутствуют в различных соотношениях. Количество обломков вулканитов в среднем составляет около 20% от общего количества породообразующих компонентов. Среди них преобладают кварцево-полевошпатовые агрегаты, нередко с фельзитовой структурой. Терригенные высокоуглеродистые обломки занимают конформное положение по отношению к мономинеральным компонентам.

Берриасские отложения формировались вследствие размыва как терригенного, так и вулканогенного источников.

Валанжинские отложения присутствуют только в пределах Раучуанской и Певекской впадин. Контакт с нижележащими берриасскими породами стратиграфический с постепенным переходом. Отложения представлены преимущественно тонко- и среднезернистыми турбидитами с горизонтами амальгамированных песчаных слоев. Песчаники валанжинского возраста имеют аркозовый состав. Количество цемента составляет от 5 до 10%. Первичный глинистый матрикс преобразован в кварц-хлорит-иллитовый агрегат. Редко встречающееся вулканическое стекло заполняет интерстиционное пространство. Пороодообразующие компоненты представлены кварцем (30–50%), полевыми шпатами (44–60%), обломками пород (3–9%) и слюдястыми агрегатами (1–2%). Преобладающая часть литокластов (до 5%) – вулканиты, преимущественно кислого, реже среднего составов. Они пред-

ставлены обломками, не имеющими четких форм, нередко с порфировой структурой. Вулканиды с более низким содержанием кремнезема присутствуют в виде более окатанных микрозернистых агрегатов с отдельными микролитами плагиоклаза.

В валанжинское время в области размыва преобладали гранитоиды, второстепенными источниками являлись терригенные породы и вулканиды.

### Геохимические и изотопно-геохимические характеристики верхнеюрско–нижнемеловых отложений

Состав источников сноса также отражен в геохимических и изотопно-геохимических характеристиках изученных пород. Для отложений оксфорд–кимериджского и валанжинского возрастов, накопление которых происходило в результате размыва, в основном, гранитоидов континентальной коры, характерно преобладание в составе крупноионных и высокозарядных литофильных и легких редкоземельных элементов.

Волжские комплексы, формировавшиеся в результате размыва вулканидов, имеют пониженные содержания К, Sr, Ba, Th и легких редкоземельных элементов. Наличие двух доминирующих источников сноса в берриасе способствовало смешению геохимических маркеров. Отложения этого возраста обладают промежуточными геохимическими характеристиками. Соотношения Th/Sc, La/Yb, La/Sc оказались наиболее информативными для иллюстрации выявленных закономерностей (см. рис. 3). Самые низкие показатели характерны для песчаников, накопление которых происходило в результате размыва вулканидов основного и среднего составов.

При изучении Sm–Nd изотопной системы наиболее информативным для определения состава источников сноса в песчаниках является эILON параметр ( $\epsilon_{Nd}(t)$ ). Положительные значения этого параметра характерны для ювенильных мантийных пород, отрицательные ( $\epsilon_{Nd}(t) < -10$ ) для континентальных кор [35]. Для оксфорд–кимериджских и валанжинских аркозов величина этого показателя равна -15.72 и -17.98 соответственно. Туфопесчаники и арениты волжского возраста характеризуются значениями эILON параметра ( $\epsilon_{Nd}(t)$ ) близкими к нулю от -2.14 до 0.85. Влияние вулканического источника на накопление берриасских отложений интерпретируется по также высоким величинам этого параметра от -4.75 до -2.93.

### Данные U–Pb изотопного датирования детритовых цирконов

Данные по строению региона и результаты петрографических наблюдений свидетельствуют, что самая молодая популяция цирконов, выявленная в верхнеюрско–нижнемеловых песчаниках, отвечает возрасту вулканического источника.

В результате U–Pb изотопного датирования детритовых цирконов из образца 04JT54C [44]

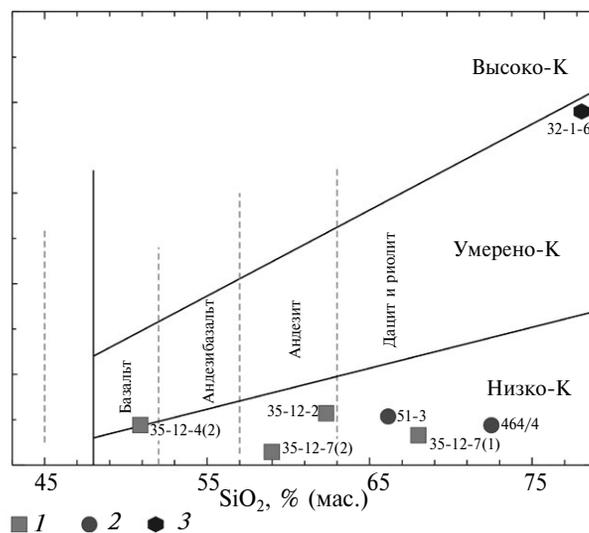


Рис. 5. Положение фигуративных точек составов верхнеюрско–нижнемеловых вулканидов на классификационной диаграмме  $SiO_2$ – $K_2O$ .

1 – гальки вулканидов из конгломератов Верхне-Пегтымельской впадины; 2 – гальки вулканидов из конгломератов Раучуанской впадины; 3 – риолитовые туфы Берложьей кальдеры

оксфорд–кимериджских песчаников была выявлена немногочисленная молодая популяция. В ее составе 3 зерна имеют позднеюрский возраст (159–156 млн лет). Однако, полученные значения характеризуются очень высокой дискордантностью.

В песчаниках волжского возраста самая молодая популяция является доминирующей. В образце 51-1-5 самую молодую и многочисленную популяцию (73%) образуют цирконы с возрастными от 139 до 156 млн лет и отчетливым пиком 146.9 млн лет. Для образца 53-4-1 этот интервал более узкий от 140 до 149 млн лет и в нем сосредоточено 86% зерен. Здесь пик кривой плотностей вероятности оценивается в 144 млн лет. В образце 47-2-3 диапазон молодых возрастов детритовых цирконов более широкий от 133 до 163 млн лет с доминирующим пиком 143.1 млн лет. В этом временном интервале сосредоточено 76% датировок. В отличие от других вышеупомянутых образцов, в песчаниках Певекской впадины (обр. 47-2-3) содержится наибольшее количество цирконов (всего 6 зерен) с оксфорд–кимериджскими возрастными.

Берриасские отложения также характеризуются присутствием значимой молодой популяции. В песчаниках из образца 12-6-1 она представлена 16 зернами с датировками в диапазоне от 133 до 146 млн лет (15%). Пик кривой вероятности оценивается как 140.5 млн лет. В образце 17-3-1 цирконы с самыми молодыми возрастными формируют устойчивую популяцию 131–144 млн лет (21%) с доминирующим пиком 139.2 млн лет. По-

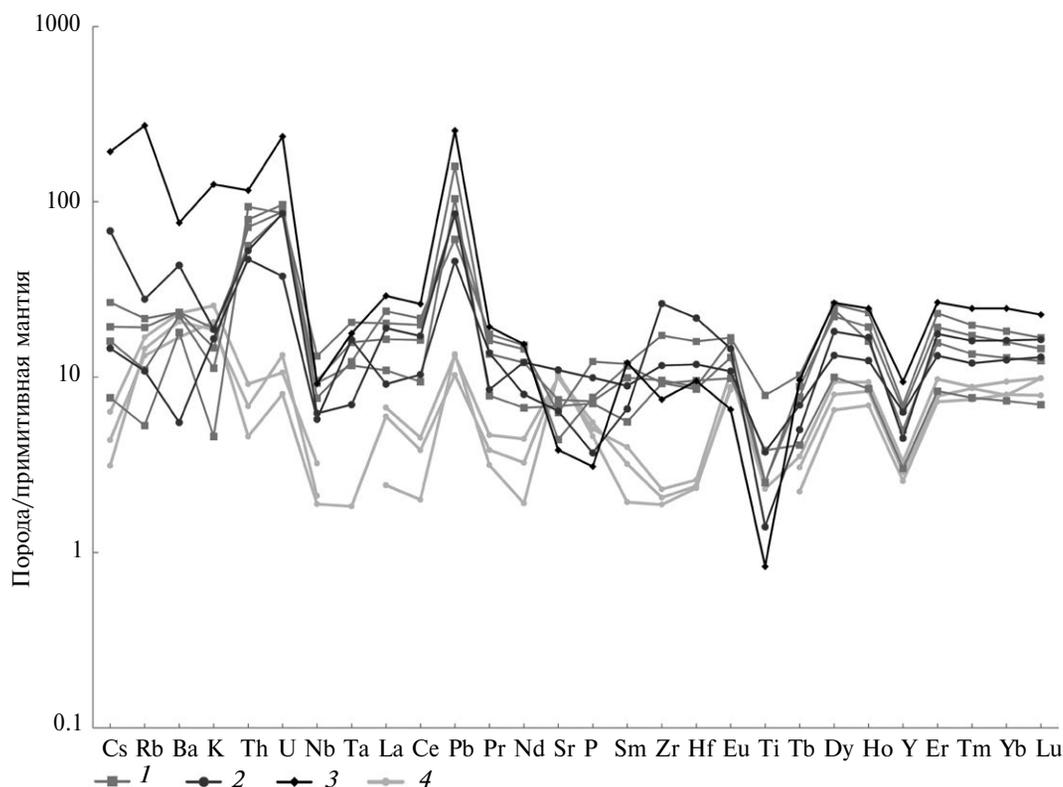


Рис. 6. Мультиэлементные диаграммы, нормированные к составу примитивной мантии, по [49].

1 – гальки вулканитов из конгломератов Верхне-Пегтымельской впадины; 2 – гальки вулканитов из конгломератов Раучуанской впадины; 3 – риолитовые туфы Берложьей кальдеры; 4 – низкокальциевые андезиты Тонга (GEOROC)

мимо этого, присутствуют 2 зерна с позднеюрскими возрастами ( $152 \pm 5$  и  $160 \pm 4$  млн лет).

Детритовые цирконы из образца валанжинских аркозов содержат молодую популяцию (5 зерен) в интервале от 141 до 159 млн лет.

#### Химический состав галек вулканитов из волжских грубообломочных отложений

Для уточнения состава вулканического источника сноса проанализированы обломки из конгломератов волжского возраста. Всего 4 гальки из отложений Верхне-Пегтымельской впадины (обр. 35-12-2,4,7(1,2)) и 2 сборные пробы из грубообломочных разностей Раучуанской впадины. В первую пробу включены гальки близкого состава из мелкогалечных конгломератов восточной части Раучуанской впадины (обр. 51-3). Вторая проба состоит из нескольких неокатанных обломков схожего состава из туфобрекчий западной части Раучуанской впадины (обр. 464/4). По классификации, предложенной Р.В. Ле Метром [42], изученные гальки относятся к базальтовым трахиандезитам (обр. 35-12-4 (2)), андезитам (обр. 35-12-7(2) и 35-12-2), дацитам (обр. 35-12-7(1) и 51-3) и риолитам (обр. 464/4). В целом, все образцы обладают схожими геохимическими характеристиками и относятся к низкокальциевым сериям (рис.5) с достаточно высоким содержанием глинозема от 16.3 до 20.2

и низкой магнезиальностью от 14.8 до 19.5. Некоторые отличия наблюдаются в образце 51-3, в котором содержание  $Al_2O_3$  составляет 15.6, а значение параметра магнезиальности достигает 34.2.

Из-за низкого содержания К, по уровню накопления щелочей вулканиты преимущественно относятся к нормальной (толеитовой) серии (рис.5). Низкое содержание оксида магния определяет положение фигуративных точек составов на диаграмме отношений  $SiO_2 - FeO_{tot}/MgO$  [45] в поле толеитов. На мультиэлементной диаграмме (рис. 6) наблюдается обогащение крупноионными литофильными элементами Cs, Rb, Ba, K, Sr и в особенности Pb, а также высокозарядными литофильными элементами Ta, Hf, Zr с более значительной концентрацией Th и U. Кроме этого, составы вулканитов демонстрируют повышенные содержания легких редкоземельных элементов (LREE). Такие геохимические показатели характерны для надсубдукционных комплексов. При этом они существенно отличаются от однотипных низкокальциевых андезитов энсиматических дуг (см. рис. 6). Следовательно, наиболее вероятной обстановкой их образования является или энсалическая дуга или окраинно-континентальный вулканический пояс на утоненной коре.

Для сравнения на диаграммы также были вынесены параметры риолитовых туфов Берложьей

кальдеры (обр. 32-1-6). Они являются типичными представителями известково-щелочной серии, с высокими содержаниями К (рис. 5,6). На мультиэлементных графиках видно, что коровая компонента здесь проявлена намного сильнее, чем в изученных гальках.

Для определения возраста источника вулканического материала были продатированы цирконы (SHRIMP) из андезитовой гальки (обр. 35-12-2). Возрастной диапазон 10 датированных цирконов составляет от 145.4 до 150 млн лет, конкордантный оценен  $147 \pm 1$  млн лет [8].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате исследований было установлено влияние вулканического источника на процесс осадконакопления на протяжении всех этапов в юрско-меловом интервале. В оксфорд-кимериджское время бассейн осадконакопления располагался на большом расстоянии от функционирующей дуги. Признаки синхронного вулканизма устанавливаются по наличию реликтов пеплового материала в матриксе песчаников. Обломки неизмененных вулканитов в незначительных количествах присутствуют преимущественно в верхних частях разреза. В результате датирования детритовых цирконов выявлены лишь единичные зерна оксфорд-кимериджского возраста.

В волжское время изученные комплексы располагались в непосредственной близости от действующего вулканического источника. В составе отложений преобладает синхронный пирокластический материал и породообразующие компоненты вулканического генезиса. Более 70% датированных зерен цирконов составляют самую молодую популяцию, отвечающую возрасту седиментации. Параметр эpsilon неодим близок к нулю. Отложения из нижних частей разреза формировались за счет размыва преимущественно вулканитов основного и среднего состава. В породах верхних частей разреза преобладает вулканогенный материал кислого состава. Геохимические исследования галек вулканитов указывают на формирование вулканитов в надсубдукционной обстановке (энсиалическая дуга или окраино-континентальный вулканический пояс).

В берриасе влияние вулканического источника на процесс осадконакопления ослабевает. В его составе резко преобладают породы кислого состава. В песчаниках этого возраста количество вулканогенного материала не превышает половины. Величина эpsilon неодима снижается. Количество детритовых цирконов, составляющих молодую популяцию сокращается до 15–20%.

В валанжине вулканиты частично продолжают размываться. В составе песчаников диагностированы единичные обломки преимущественно дацитов и риолитов. Признаков синхронного вулканизма не обнаружено. Среди детритовых цирконов отсутствуют молодые зерна с валанжинскими возрастными.

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения залегают непосредственно на флишоидных толщах триаса Чукотской пассивной окраины. Кроме того, терригенные породы содержат одновременно обломки верхнеюрских вулканитов и триасовых турбидитов, что подтверждает их принадлежность к структурам Чукотского террейна.

По данным петрографических, геохимических и геохронологических исследований формирование вулканогенных пород началось с образования андезибазальтов и андезитов, а завершилось кислыми разностями. С учетом возраста детритовых цирконов из песчаников позднеюрско-раннемелового возраста и галек вулканитов, надсубдукционный вулканизм на юге Чукотского микроконтинента существовал с интервале 150–140 млн лет.

Комплексы Берложьей кальдеры и Пламенного вулканического поля в целом схожи с изученными вулканитами в гальках. Они имеют близкий возраст и геохимический состав. Туфы Берложьей кальдеры также, как и туфопесчаники волжского возраста, содержат большое количество алмадина. Берложья кальдера и Пламенное вулканическое поле маркируют завершающий этап волжско-берриаской магматической активности с формированием в субэаральных условиях кислых вулкано-плутонических ассоциаций.

Волжско-берриаский вулканизм на Чукотской окраине интерпретирован, как Нутесынская континентальная дуга [17, 18], так и магматический пояс андийского типа [28]. Обстановку накопления волжско-берриаских туфо-терригенных отложений можно определить, как задуговой бассейн континентальной дуги, так и тыловой прогиб орогенов андского типа, по классификации [31].

Как правило, окраино-континентальные пояса, характеризуются протяженными мощными дифференцированными вулканическими сериями. Однако, на Чукотке объемы вулканизма незначительны:

- единичные маломощные прослои андезитов в разрезе Раучуанской и Верхне-Пегтымельской впадин,
- редкие вулканические постройки, сложенные риолитовыми туфами и игнибритами Берложьей кальдеры и Пламенного вулканического поля.

Относительно принадлежности вулканитов Нутесынской впадины Чукотскому микроконтиненту, существуют различные точки зрения.

Кульпольнейский комплекс энсиматической островной дуги, описанный в работах [4, 34, 48], более древний. Туфопесчаники в его разрезе содержат фауну оксфорд-кимериджа. В пользу заложения дуги на океаническом фундаменте и принадлежности к структурам Южно-Анюйской сутуры свидетельствуют строение, состав и взаимоотношения ее комплексов [32, 48], а также единичные геохимические данные [4, 34].

Следы оксфорд-кимериджского вулканизма присутствуют в изученных разновозрастных отложениях Чукотского микроконтинента в виде незна-

чительной примеси пирокластического материала и единичных зерен цирконов. Состав песчаников не позволяет рассматривать Кульпольнейскую дугу в качестве основного источника сноса обломочного материала, что также свидетельствует в пользу нашей точки зрения о ее интраокеаническом происхождении.

### ВЫВОДЫ

1. Комплексное изучение, в которое входят литологическое исследование, геохимический анализ и геохронологические данные, отложений верхней юры–нижнего мела Чукотского террейна позволили установить два этапа осадконакопления и обнаружить следы синхронного вулканизма. На этом основании предложена новая интерпретация источников сноса и геодинамических обстановок надсубдукционного вулканизма в тектонической эволюции континентальной окраины.

2. В оксфорд–кимеридже накапливались аркозовые песчаники, обломочный материал которых указывает на размыв древних гранитоидов и триасовых терригенных пород, а также вулканитов и метаморфических комплексов. Присутствие незначительного количества пепловых частиц в матриксе песчаников и единичных зерен цирконов с возрастом (159–156 млн лет) указывают на синхронную вулканическую деятельность в удаленном от микроконтинента источнике, которым могла быть оксфорд–кимериджская Кульпольнейская энсиматическая дуга.

3. Отложения волжско–берриасского времени содержат продукты синхронного вулканизма: туфо-терригенные породы и вулканиты среднего и кислого состава. Возраст молодой популяции детритовых цирконов составляет 150–140 млн лет. Основными источниками сноса в это время являлись Нутесынская континентальная дуга и триасовые терригенные породы.

4. Петрографо-минералогический состав валанжинских песчаников свидетельствует о прекращении в это время вулканической деятельности.

**Благодарности.** Авторы статьи благодарны Г.В. Ледневой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за консультации, И.О. Галускиной (Силезский Университет, г. Катовице, Польша) и С.М. Ляпунову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за помощь в проведении аналитических работ. Авторы признательны Т.Н. Херасковой (ГИН РАН, г. Москва) и А.М. Никишину (МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, г. Москва) за конструктивные замечания, позволившие улучшить рукопись.

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-70061. Датирование детритовых цирконов частично выполнено из средств гранта РНФ №18-77-10073. Базовое финансирование за счет субсидии по теме №

0135-2016-0022. Авторы признательны ПАО «НК «Роснефть» за финансовую поддержку в проведении полевых работ.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов М.А., Журавлев Г.Ф. Объяснительная записка к геологической карте СССР 1:200000 масштаба Лист R-59-XXXI, XXXII. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000, 119 с.
2. Белик Г.Я. Объяснительная записка к геологической карте СССР 1:200000 масштаба Лист R-58-XXIX, XXX. Магадан: 1979, 101 с.
3. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо-востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте северо-востока Азии масштаба 1:5 000 000). М.: ИЛ РАН, 1992, 56 с.
4. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойского северного обрамления Тихого океана. М.: МГУ, 2004, 46 с.
5. Брагин В.Ю., Дзюба О.С., Казанский А.Ю., Шурьгин Б.Н. Новые данные по магнитостратиграфии пограничного юрско-мелового интервала п-ова Нордик (север Восточной Сибири) // Геология и геофизика. 2013. Т.54. №3. С.438–455.
6. Васильева Н.М., Соловьева М.Ф. Стратиграфия каменноугольных отложений Чукотки и острова Врангеля // Восьмой Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона «Региональная биостратиграфия карбона современных континентов». М.: Наука, 1979. С. 128–132.
7. Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И. Литологические и геохимические особенности пород раучанской свиты (верхняя юра) Западной Чукотки // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т.89. Вып. 1. С. 58–73.
8. Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И. Обстановка осадконакопления и состав источников сноса верхнеюрско-нижнемеловых отложений Верхне-Пегтымельской впадины, Чукотский террейн // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. №4. С. 87–107.
9. Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке Сибири. Ст.1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 4. С. 102–115.
10. Гензе В.А. Геологическая карта масштаба 1:50000 Листы R-60-113-В,Г; R-60-114-В,Г; R-60-125-А,Б,В,Г; R-60-126-А,Б,В,Г. Певек, ЧГРЭ: 1990, 310 с.
11. Голионко Б.Г., Ватрушкина Е.В., Вержбицкий В.Е. Структурная эволюция мезозойских комплексов Западной Чукотки // ДАН. 2017. Т. 475. №1. С. 53–56.
12. Городинский М.Е. Геологический очерк центральных районов Чукотки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1963. №16. С. 56–66.
13. Горячев Н.А. Олойский вулканический пояс (поздняя юра-ранний мел) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / А.И. Ханчук (ред.) Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн.1. С. 259–260.
14. Журавлев Г.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-58-(60) – Билибино. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999, 146 с.

15. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн.2. М.: Недра, 1990, 334 с.
16. *Катков С.М., Луцицкая М.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З.* Позднепалеозойские гранитоиды Центральной Чукотки: структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2013. Т. 450. № 2. С.193–198.
17. *Морозов О.Л.* Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М.: ГЕОС, 2001. 201 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 523).
18. *Натальин Б.А.* Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы в северной части Циркум-Пацифики. М.: Наука, 1984. 136 с.
19. *Паракецов К.В., Паракецова Г.И.* Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с
20. *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.
21. *Пьянков А.Я., Черепанова И.Ю., Смирнова А.Н., Донец А.Ф., Санникова А.Н.* Геологическая карта СССР 1:200 000. Лист R-59-XXVII, XXVIII, R-59-XXXIII, XXXIV. Певек: 1980. 247 с.
22. *Радзивилл А.Я.* Новые данные по геологии юго-восточной части Южно-Анюйского хребта // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1964. №17. С. 51–62.
23. Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / Т.Н. Корень, Г.В. Котляр (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
24. *Рогозов Ю.Г., Васильева Н.М.* Девонские отложения побережья пролива Лонга (Центральная Чукотка) // Ученые записки НИИГА. Сер. регион. геол. 1968. №13. С. 151–157.
25. *Сосунов Г.М.* Объяснительная записка к геологической карте СССР 1:200 000. Лист R-58-XXXV, XXXVI. М.: Госгеолтехиздат, 1962, 66 с.
26. *Тильман С.М.* Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1980, 285 с.
27. *Тильман С.М.* Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья. Магадан: СВКНИИ, 1962. 192 с. (Тр. СВКНИИ СО АН СССР. Вып.1).
28. *Тихомиров П.Л.* Меловой окраинно-континентальный магматизм северо-востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2018. 43 с.
29. *Тихомиров П.Л., Калинина Е.А., Кобаяши К., Накамура Э.* Тытыльвеевский вулканоплутонический пояс – раннемеловая магматическая провинция Северо-Восточной Азии // Материалы XLII Тектонического совещания «Геология полярных областей Земли». Т.2. М.: ГЕОС, 2009. 344 с.
30. *Тучкова М.И.* Терригенные породы древних континентальных окраин (Большой Кавказ и Северо-Восток России). М.: LAP, 2011. 365 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 600).
31. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 1995. 480 с.
32. *Шеховцов В.А., Глотов С.П.* Государственная геологическая карта РФ 1:200 000 (издание второе). Серия Олойская. Лист Q-58-XI, XII. Объяснительная записка / С.Д. Соколов (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ, 2001, 106 с.
33. *Akinin, V.V., Calvert, A.T.* Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen gneiss dome, Chukotka Peninsula, northeastern Russia // Tectonic Evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and Adjacent Landmasses / E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klempere (eds.). Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 2002. V. 360. P. 147–165.
34. *Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A., Salnikov A.S., Tushkova M.I.* Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // Geosphere. 2015. V. 11. № 5. P. 1–35.
35. *Banner Jay L.* Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy // Earth-Sci. Reviews. 2004. V.65. Iss. 3-4. P. 141–194.
36. *Bering Strait Geologic Field Party* Koolen metamorphic complex, NE Russia: implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // Tectonics. 1997. V. 16. No. 5. P. 713–729.
37. *Dott R.L.* Wacke, greywacke and matrix – What approach to immature sandstone classification? // J. Sediment. Petrology. 1964. No. 34. P. 625–632.
38. *Ganelin A.V., Vatrushkina E.V., Luchitskaya M.V.* Geochemistry and Geochronology of Cretaceous Volcanism of the Chaun Area of Central Chukotka // Geochemistry International. 2019. Vol. 57. No 1. P. 20–41
39. *Harangi Sz., Downes H., Kosa L., Szabo Cs., Thirlwall M.F., Mason P.R.D., Matthey D.* Almandine Garnet in Calc-alkaline Volcanic Rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern–Central Europe): Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Implications // J. of Petrology. Vol. 42. No.10. P. 1813–1843.
40. *Katkov S.M., Miller E.L., Toro J.* Structural Assemblies and Age of Deformation in the Western Sector of the Anyui–Chukotka Fold System, Northeastern Asia // Geotectonics. 2010. Vol.44. No. 5. P. 424–442
41. *Lane L.S., Cecile M.P., Gehrels G.E., Kos'ko M.K., Layer P.W., Parrish R.R.* Geochronology and structural setting of latest Devonian – Early Carboniferous magmatic rocks, Cape Kiber, northeast Russia // Canadian J. Earth Sci. 2015. Vol. 52. P. 147–160.
42. *Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A.E.A.* A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989. 195p.
43. *Luchitskaya M.V., Sokolov S.D., Kotov A.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Katkov S.M.* Late Paleozoic Granitic Rocks of the Chukchi Peninsula: Composition and Location in the Structure of the Russian Arctic // Geotectonics. 2015. Vol.49. No. 4. P. 243–268
44. *Miller E.L., Soloviev A., Kuzmichev A., Gehrels G., Toro J., Tushkova M.* Jurassic and Cretaceous foreland basin deposits of the Russian Arctic: Separated by birth of the Makarov Basin? // Norweg. J. of Geology. 2008. Vol. XX. P. 99–124.
45. *Miyashiro A.* Classification, characteristics and origin of ophiolites // J. Geol. 1975 Vol. 83. P. 249–281.

46. *Ogg, J.G., Ogg, G.M. and Gradstein, F.M.* A Concise Geologic Time Scale. N.Y.: Elsevier, 2016. 229 p.

47. *Sokolov S.D.* Tectonics of Northeast Asia: An overview // *Geotectonics*. 2010. Vol.44. P. 493–509.

48. *Sokolov S.D., Tuchkova M.I., Ganelin A.V., Bondarenko G.E., LAYER P.* Tectonics of the South Anyui Suture, Northeastern Asia // *Geotectonics*. 2015. Vol.49. No 1. P. 3–26.

49. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* / A.D. Saunders, M.J. Norry (eds.). Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. No.42. P. 313–345.

50. *Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Nakamura E.* Late Mesozoic silicic magmatism of the North Chukotka area (NE Russia): age, magma sources, and geodynamic implications // *Lithos*. 2008. Vol. 105. P. 329–346.

51. *Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Hayasaka Y., Moiseev A.V.* Permian and Triassic deposits of Siberian and Chukotka passive margins: sedimentation setting and provenance // *ICAM VI Proceedings*. 2014. P.61–96.

*Рецензенты Т.Н. Хераскова, А.М. Нукишин*

## Suprasubduction Volcanism of Chukotka Terrane in the Late Jurassic–Early Cretaceous (Arctic Region, Russia)

E.V. Vatrushkina\*, M.I. Tuchkova, S.D. Sokolov

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 119017, Moscow, Russia*

*\*e-mail: evat\_095@mail.ru*

Received June 8, 2019; Revised July 31, 2019; Accepted September 24, 2019

**Abstract** – The age and geodynamic position of the volcanic source of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous deposits of Western Chukotka were determined. Products of synchronous volcanism were revealed by detailed lithological studies. Following sedimentological analysis results we established an admixture of pyroclastic material in the Oxford–Kimmeridgian deposits of the Chukotka microcontinent, indicating the effect of synchronous volcanism on sedimentation. It was shown that the source of pyroclastic material was the intraoceanic Kulpolney island arc, which existed in the northern part of the Proto-Arctic Ocean. The accumulation of the Tithonian – Valanginian deposits occurred in the back-arc basin at the edge of Chukotka microcontinent. Characteristics of the Tithonian – Berriasian sandstones are given, which contain significant proportion of ash material in the matrix, as well as lithoclasts and monomineral grains of volcanic origin, predominant in the clasts. With the use of geochemical analysis of volcanic pebbles, the presence of the differentiated series from basaltic andesites to rhyolites in the volcanic source is proved.

The suprasubduction origin of the volcanic source is established. The cessation of volcanic activity in Valangin era is confirmed by lack of presence of synchronous pyroclastic material and an insignificant amount of volcanic clasts in Valanginian sandstones. The obtained data of U–Pb isotope dating of zircons isolated from the Tithonian–Valanginian sandstones and andesite pebbles of the Tithonian conglomerates made it possible to determine the time for the existence of suprasubduction volcanism on the Chukotka margin in the period of 150–140 Ma.

**Keywords:** Western Chukotka, Upper Jurassic–Lower Cretaceous, volcanic-clastic deposits, petrography, geochemistry, suprasubduction volcanism