

Возраст вулканогенно-осадочного комплекса мыса Святой Нос (Восточная Арктика)*

А. В. Моисеев, С. Д. Соколов, Т. Н. Палечек

Геологический институт Российской академии наук,
Российская Федерация, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Для цитирования: Моисеев, А. В., Соколов, С. Д., Палечек, Т. Н. (2021). Возраст вулканогенно-осадочного комплекса мыса Святой Нос (Восточная Арктика). *Вестник Санкт-Петербургского государственного университета. Науки о Земле*, 66 (4), 665–685.

<https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.402>

В статье приводятся данные о геологическом строении и возрасте вулканогенно-осадочного комплекса мыс Святой Нос (святоносская свита) побережья морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Породы мыса Святой Нос расположены во фронтальной части мезозойд Северо-Востока России, на границе Новосибирско-Чукотской и Верхояно-Колымской складчатых областей. Полевые исследования указывают на принадлежность пород к единому вулканогенно-осадочному комплексу. Максимальная мощность отдельных разрезов достигает 700 м. На севере (ближе к побережью моря Лаптевых) преобладают крупнообломочные пирокластические породы с редкими потоками лав, к югу в разрезах уменьшаются доля и размерность вулканитов и пирокластических пород, появляются прослойки терригенных пород. В современной структуре породы характеризуются нарушенной формой залегания. Из потока базальтов были выделены цирконы нескольких популяций. Две наиболее представительные популяции цирконов характеризуются близкими между собой субконкордантными значениями. Структура и U-Pb-возрасты цирконов первой популяции предполагают их формирование в ходе магматической кристаллизации с наложенным постмагматическим термальным событием. Цирконы второй популяции имеют ксеноморфный облик и невыраженную зональность, что характерно для цирконов, сформированных на поздних или постмагматических фазах. Средневзвешенный возраст (СКВО = 3) первых двух популяций составляет 149.3 ± 1.2 млн лет (титонский век). Он отвечает возрасту кристаллизации базальтов и наложенному (близкому по времени) постмагматическому термальному событию. Третья популяция цирконов представлена двумя окатанными зёрнами с архейскими U-Pb-возрастами. Предполагается, что данные зёрна были захвачены магматическим расплавом из доюрских обломочных пород. Практически из каждого разреза были выделены радиолярии предположительно поздней юры — раннего мела (?), что не противоречит титонскому U-Pb-возрасту вулканитов и подтверждает разновозрастность изученных разрезов. Титонский возраст вулканогенно-осадочных пород позволяет отнести их к надсубдукционным комплексам поздней юры — раннего мела, широко распространенным в Верхояно-Чукотских мезозойдах.

Ключевые слова: мыс Святой Нос, Восточная Арктика, циркон, островная дуга, радиолярии, базальты, тектоника.

* Полевые и аналитические работы выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 18-77-10073), базовое финансирование сотрудников произведено за счет субсидии № 0135-2019-0078.

1. Введение

Северная, фронтальная часть складчатых структур мезозойского Северо-Востока России скрыта под водами Северного Ледовитого океана и в береговой части на значительных пространствах перекрыта неоген-четвертичными отложениями. Одним из ключевых и слабо изученных объектов является Чохчуро-Чокурдахская субмеридиональная горная гряда, которая протягивается от мыса Святой Нос, расположенного на границе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, до Полоусного кряжа на юге (рис. 1). Здесь встречаются разрозненные локальные выходы мезозойских вулканогенных и терригенных пород, которые прорваны раннемеловыми гранитоидами. Возраст, геодинамические обстановки формирования и тектоническая позиция комплексов Чохчуро-Чокурдахской зоны трактуются различно (Узюнкоян и др., 1979; Натальин, 1984; Самусин и Белоусов, 1985; Зоненшайн и др., 1990; Вольнов и др., 1999; Sokolov, 2010; Бургуто и др., 2016).

К северу от мыса Святой Нос на о. Большой Ляховский обнажаются офиолиты Шалауровского террейна, которые рассматриваются как продолжение Южно-Анхойской сутуры Новосибирско-Чукотской складчатой области (Парфенов и др.,



Рис. 1. Положение района исследований

а — географическая схема (квадратом показан район на врезке б); б — основные высотные отметки Чохчуро-Чокурдахской горной гряды и граница листов миллионного масштаба (квадратом обозначен район исследований).

1993; Sokolov, 2010). Южнее расположены комплексы Полоусненского террейна Верхояно-Колымской складчатой области. Пространственное положение мыса Святой Нос на границе двух крупных складчатых областей определяет важность выяснения его тектонической позиции. Терригенные и вулканогенно-осадочные породы святоносской свиты Чохчуро-Чокурдахской зоны относятся к верхней юре (Узюнкоян и др., 1979; Вольнов и др., 1999) или нижнему мелу (Проخورова и Иванов, 1973; Самусин и Белоусов, 1985; Бургуто и др., 2016).

В случае подтверждения позднеюрского возраста вулканогенно-осадочные отложения мыса Святой Нос следует рассматривать в составе надсубдукционных комплексов мезозойда Северо-Востока Азии (рис. 2) (Натальин, 1984; Зоненшайн и др., 1990; Натапов и Шульгина, 1991; Парфенов и др., 1993; Sokolov, 2010), среди которых различаются Уяндино-Ясачненский и Олойский вулканические пояса, Кульпольнейская и Нутесынская островные дуги, определяющие существование различных конвергентных границ.

В случае подтверждения раннемелового возраста святоносской свиты появляется возможность интерпретировать вулканические комплексы как постколлизийные, внутриплитные образования Восточной Арктики, которые известны

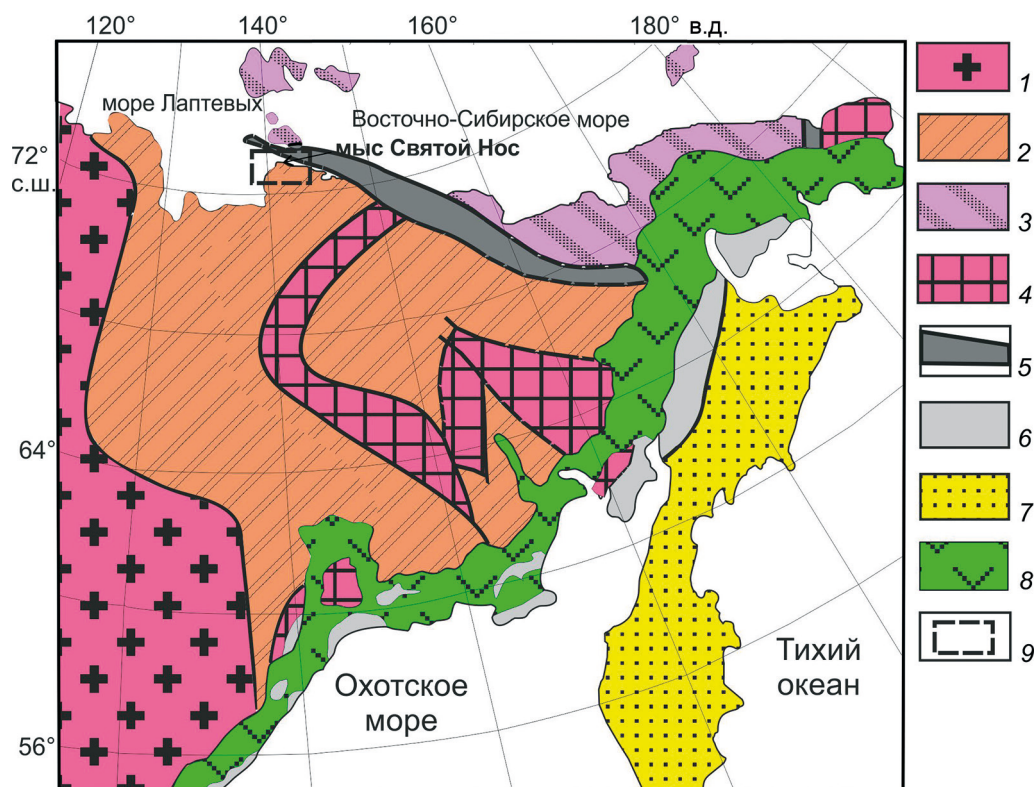


Рис. 2. Тектоническая схема Северо-Востока Азии по (Sokolov, 2010)

1 — Сибирский кратон, 2 — Верхояно-Колымская складчатая область, 3 — Новосибирско-Чукотская складчатая область, 4 — кратонные террейны, 5 — Южно-Анхойская сутура, 6 — Западно-Корякская складчатая область, 7 — Корякско-Камчатская складчатая область, 8 — Охотско-Чукотский вулканический пояс, 9 — район работ.

на островах Котельный, Столбовой, Беннета, Элсмир, Аркесль-Хейберг (Вольнов и Сороков, 1961; Embry and Osadetz, 1988; Дорофеев и др., 1999; Fedorov et al., 2005; Kuzmichev, 2009). Таким образом, решение проблемы возраста вулканогенно-осадочных образований мыса Святой Нос имеет важное значение для межрегиональных корреляций и палеотектонических реконструкций.

В статье приведены новые данные о строении и возрасте вулканогенно-осадочных пород п-ова Святой Нос, которые были изучены в ходе полевых работ в 2018 году. Результаты изотопного U-Pb-анализа акцессорных зерен циркона из потока базальтов дополнены изучением радиолярий, выделенных из прослоев туфоалевролитов.

2. Геологическое строение прибрежной части морей Лаптевых и Ново-Сибирского

Мыс Святой Нос географически разделяет моря Лаптевых и Восточно-Сибирское, и проливом Дмитрия Лаптева он отделен от о. Большой Ляховский (Новосибирские острова). От мыса Святой Нос до предгорий Полоусного кряжа в меридиональном направлении возвышаются отдельные поднятия Чохчуро-Чокурдахской горной гряды (см. рис. 1, б).

Дочетвертичные породы слагают отдельные выходы вокруг интрузивных массивов гранитоидов. Терригенные породы, содержащие фауну, обнажены в 100 км к югу от мыса Святой Нос (гг. Урюнг-Хастах, Хаар-Стан, Максунуоха-Тас) (см. рис. 1). В основании разреза залегает существенно песчанистая толща оксфорд-кимериджского возраста (рис. 3), общей мощностью до 1400 м (Прохорова и Иванов, 1973; Узюнкоян и др., 1979; Вольнов и др., 1999). Данные отложения включены в состав скалистой свиты (Бургуто и др., 2016). По данным (Узюнкоян и др., 1979), выше согласно залегают пачки алевролит-аргиллитового состава мощностью до 400 м, содержащих фауну титона. Исследователи, выделявшие терригенные толщи на полуострове Святой Нос, относили их к раннему титону (Узюнкоян и др., 1979) или к оксфорд-кимериджу (Узюнкоян и др., 1979; Вольнов и др., 1999), на основании их сходства с разрезами, содержащими фауну.

Вулканогенно-осадочные породы обнажаются в районе гор Максунуоха-Тас, Чокурдах и на п-ове Святой Нос. На Святом Носу породы представлены лавами и кластолавами базальтов и их туфами, в верхней части разреза увеличивается доля туфоалевролитов и туфоаргиллитов. Общая мощность около 1 км. К югу от полуострова состав вулканогенных пород более кислый, на г. Максунуоха-Тас в нижней части вулканогенно-осадочной толщи преобладают андезиты и их туфы. Верхняя часть сложена главным образом лавокластами фельзитового состава, общая мощность до 450 м. В районе г. Чокурдах обнажаются массивные андезиты и их туфы, породы слабо деформированы и слагают моноклиналь мощностью 400 м (Узюнкоян и др., 1979; Бургуто и др., 2016).

Стратиграфическое положение вулканогенно-осадочных пород остается неясным. По мнению авторов работы (Узюнкоян и др., 1979), породы относятся к верхнему титону и с угловым/стратиграфическим несогласием залегают на терригенных породах нижнего титона. Смена терригенных пород, содержащих позднетитонские

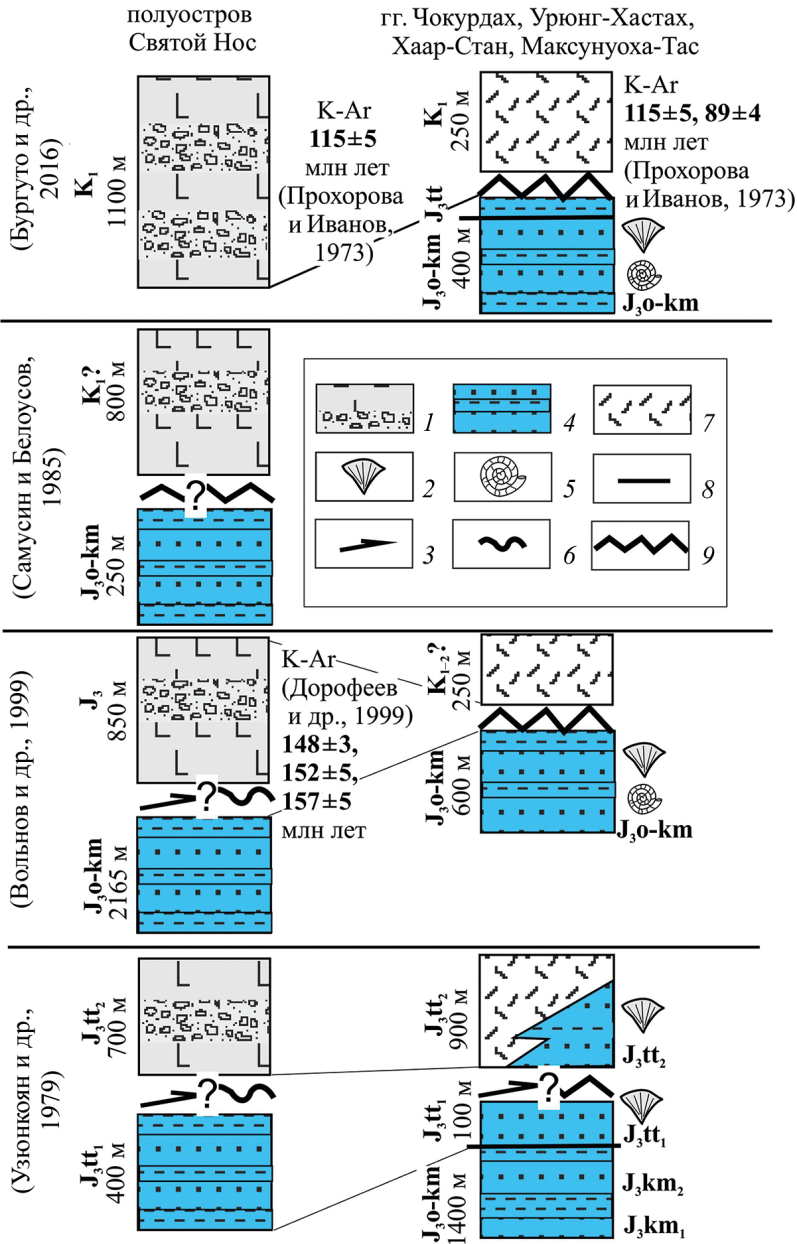


Рис. 3. Стратиграфические колонки терригенных и вулканогенно-осадочных отложений Чокуро-Чокурдахской горной гряды (по мнению различных авторов)

Все породы прорываются гранитоидами аптского-альбского возраста.

1 — отложения святоносской свиты: переслаивание лав и кластолав базальтов (покрывы до 50 м), туфов основного состава, туфоаргиллитов, туфоалевролитов и туфопесчаников; 2 — переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов; 3 — покрывы андезитов и дацитов, туфы риолитов и андезитов, туфоалевролиты; 4, 5 — остатки фауны и возраст (4 — двустворки рода *Buchia*, 5 — аммониты); 6–9 — контакты с нижележащими породами (6 — согласный, 7 — тектонический; 8 — стратиграфическое несогласие; 9 — угловое несогласие).

бухии, вулканитами различного состава по простиранию объясняется фациальной изменчивостью разновозрастных разрезов (см. рис. 3).

В работе (Вольнов и др., 1999) вулканогенно-осадочные породы мыса Святой Нос также относятся к титонскому ярусу. Они со стратиграфическим или тектоническим несогласием залегают на терригенных породах оксфорд-кимериджа. Более кислые вулканогенные породы г. Чокурдах были выделены в отдельную толщу, предположительно альб-позднемелового возраста (см. рис. 3).

Часть исследователей считает, что вулканогенно-осадочные породы мыса Святой Нос имеют раннемеловой (готерив-апт) возраст (Прохорова и Иванов, 1973; Самусин и Белоусов, 1985; Бургуто и др., 2016). В работе (Бургуто и др., 2016) указывается на отсутствие терригенной толщи и все обнажающиеся породы включены в единый раннемеловой комплекс.

Изотопные датировки вулканогенных пород выполнены К-Аг-методом и дают противоречивые данные: позднеюрский возраст (148 ± 2.5 ; 152 ± 5 ; 157 ± 5 млн лет) вулканитов мыса Святой Нос (Дорофеев и др., 1999); раннемеловой возраст (115 ± 5 млн лет) базальтовых туфов мыса Святой Нос и андезитов г. Максунуоха-Тас; позднемеловой возраст (89 ± 4 млн лет) андезитов г. Чокурдах (Прохорова и Иванов, 1973).

Все осадочные и вулканогенно-осадочные породы Чохчуро-Чокурдахской зоны прорваны многофазными телами гранитоидов (Узюнкоян и др., 1979; Вольнов и др., 1999; Бургуто и др., 2016). Изотопные (U-Pb, K-Ar, Ar-Ar) возрасты гранитоидов варьируют в интервале 109–127 млн лет (Прохорова и Иванов, 1973; Дорофеев и др., 1999; Layer et al., 2001; Moiseev et al., 2020; Luchitskaya and Moiseev, 2020).

3. Геологическое строение полуострова Святой Нос

В центральной части полуострова обнажается крупное тело гранитоидов (Святоносский массив), вытянутое в северо-западном направлении. Выходы вулканогенных и осадочных пород расположены в обрамлении массива гранитоидов (рис. 4).

В ходе полевых исследований изучались разрезы, которые предшественниками были отнесены к толще терригенных пород верхней юры (Узюнкоян и др., 1979; Самусин и Белоусов, 1985; Вольнов и др., 1999). При этом выяснилось, что ни один из разрезов не является исключительно терригенным, все они содержат горизонты вулканических пород и пирокластическую примесь.

Вулканогенно-осадочные породы обнажены вдоль скальных выходов непосредственно на мысе Святой Нос, а также бронируют холмы с высотными отметками 387, 433 гор Сюрех-Тас и Хаптагай (см. рис. 1, а; рис. 5, а). В пределах возвышенностей обнаженность плохая, доминируют элювиальные развалы и отдельные небольшие скальные выходы.

На севере, на мысе Святой Нос, скалы чаще всего (до 80 %) сложены бомбовыми и псаммитовыми туфами или кластолавами (рис. 6, разрезы 1, 2) с горизонтами (до 1 м) массивных афировых, порфирированных и миндалекаменных базальтов и андезитов (см. рис. 5, б). Породы переслаиваются с пачками мощностью до 2–3 м пелитовых и алевроитовых туфов, туффитов и туфоалевролитов красного, зеленого и серого цветов (см. рис. 5, в). В породах наблюдается преимущественно параллель-

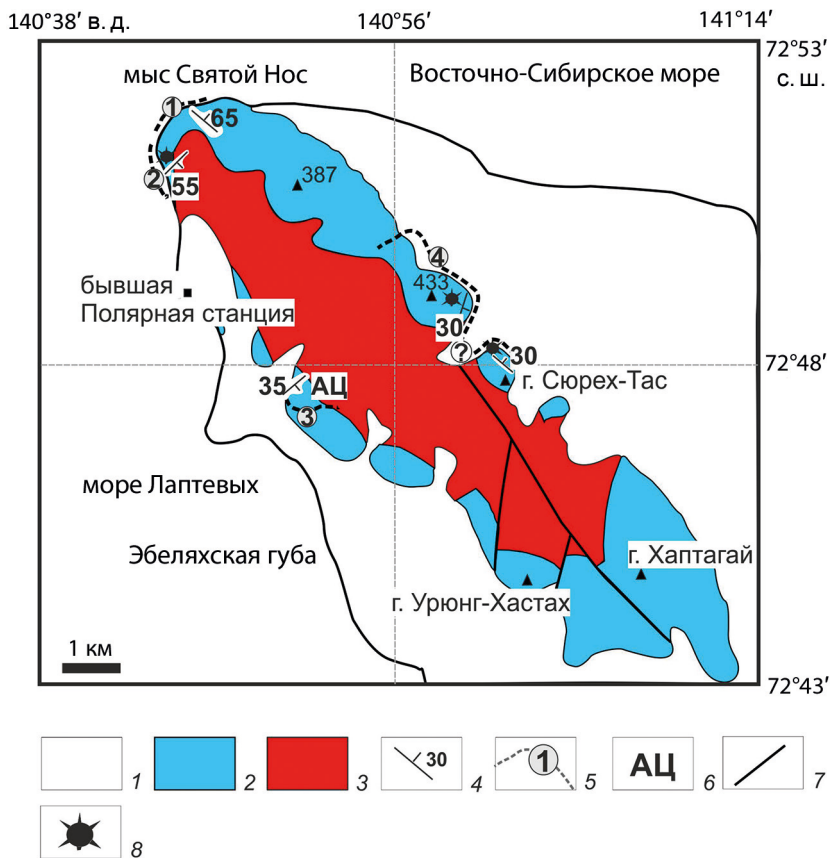


Рис. 4. Геологическая карта района мыса Святой Нос, с использованием материалов (Узюнкоян и др., 1979; Самусин и Белоусов, 1985)

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — вулканогенно-осадочные комплексы святоносской свиты; 3 — гранитоиды; 4 — залегание слоистости; 5 — положение изученных разрезов (цифра соответствует разрезу на рис. 3); 6 — U-Pb-датирование аксессуарных цирконов из магматических пород; 7 — разломы; 8 — места опробования на микрофауну.

ная слоистость, в редких случаях отмечаются конволютная слоистость и складки оползания.

В южном направлении в обнажениях гор Сюрех-Тас и высоты 433 м (см. рис. 6, разрезы 3, 4) существенно (до 60–70%) увеличивается доля туффитов и вулканогенно-обломочных пород, которые представлены переслаиванием алевритовых и пелитовых туффитов, туфоалевролитов и туфоаргиллитов. Мощности пачек доходят до 10 м. Вулканогенно-обломочные породы переслаиваются с кластолавами и редкими покровами вулканических пород (см. рис. 5, з). Встречаются тонкие прослои черных аргиллитов (см. рис. 5, д). Мощность последних не превышает первые метры. Вопреки мнению предшественников, полевые наблюдения выявили отсутствие толщ, полностью состоящих из терригенных пород. Горизонты обломочных пород содержат синхронный пирокластический материал и переслаиваются с различными вулканогенными породами.

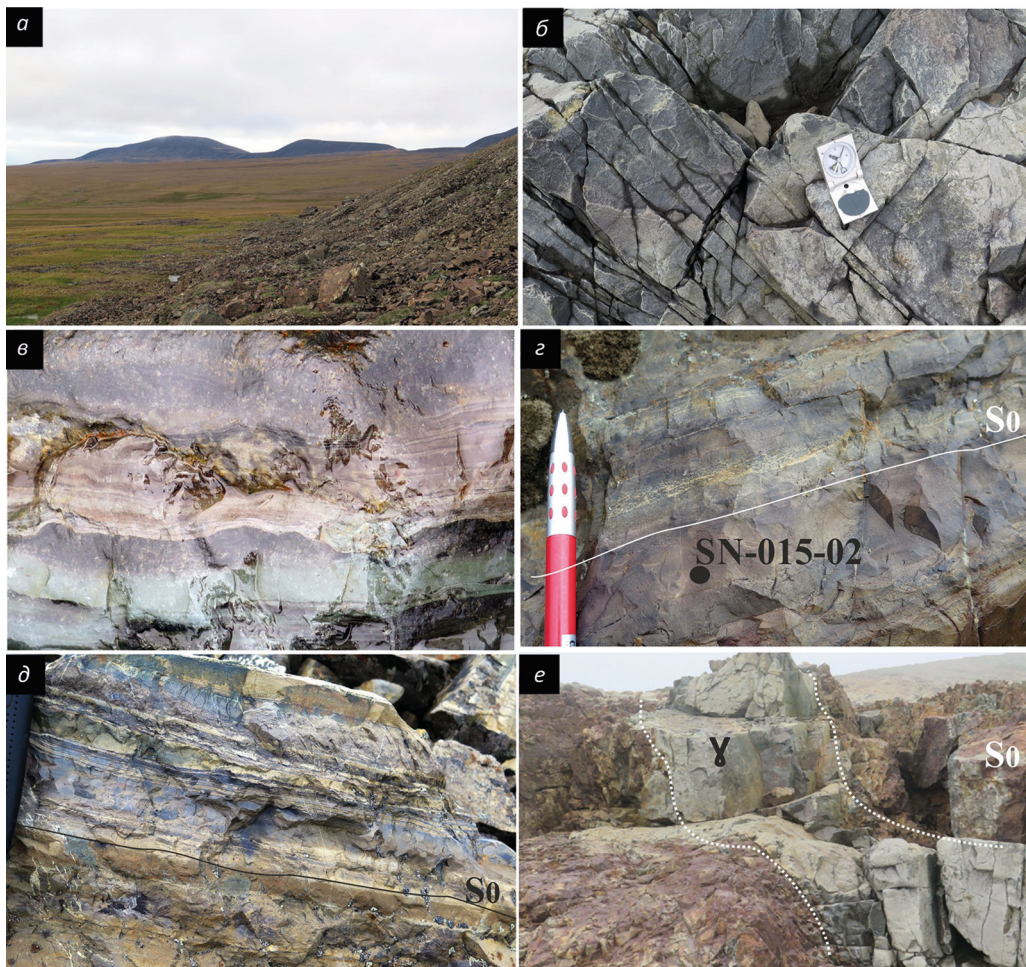


Рис. 5. Особенности строения вулканогенно-осадочных пород п-ова Святой Нос

a — общий вид обнажений вулканогенно-осадочных пород, темный светотон (низменность бронируется гранитоидами); *б* — афировые массивные вулканы с системой трещин; *в* — переслаивание красных и зеленых обломочно-вулканогенных (туфы, туффиты) и вулканогенно-обломочных (туфоалевролит, туфопелиты) пород; *г* — переслаивание туфов и туффитов различного гранулометрического размера с потоками базальтов (кружком обозначено место отбора базальтов для изотопного U-Pb-датирования); *д* — переслаивание тонкозернистых вулканогенно-обломочных пород с черными аргиллитами; *е* — дайка гранитоидов среди вулкаников (γ — граниты; S0 — слоистость).

Видимая мощность вулканогенно-осадочных образований, составленная по отдельным обнажениям, варьирует от 300 до 600 м. Сопоставить между собой фрагменты разрезов п-ова Святой Нос на данный момент невозможно.

Все без исключения вулканогенно-осадочные породы прорваны дайками гранитоидов мощностью от 0,5 до 8 м. Простираение даек чаще всего северо-восточное, реже северо-западное (см. рис. 5, *е*). Видимая мощность экзоконтактовых изменений достигает 40 м.

Плоскости слоистости падают на юго-восток и северо-восток под углами от 50–65° в береговых обрывах на севере и до 10–35° в обнажениях на юге (см. рис. 4).

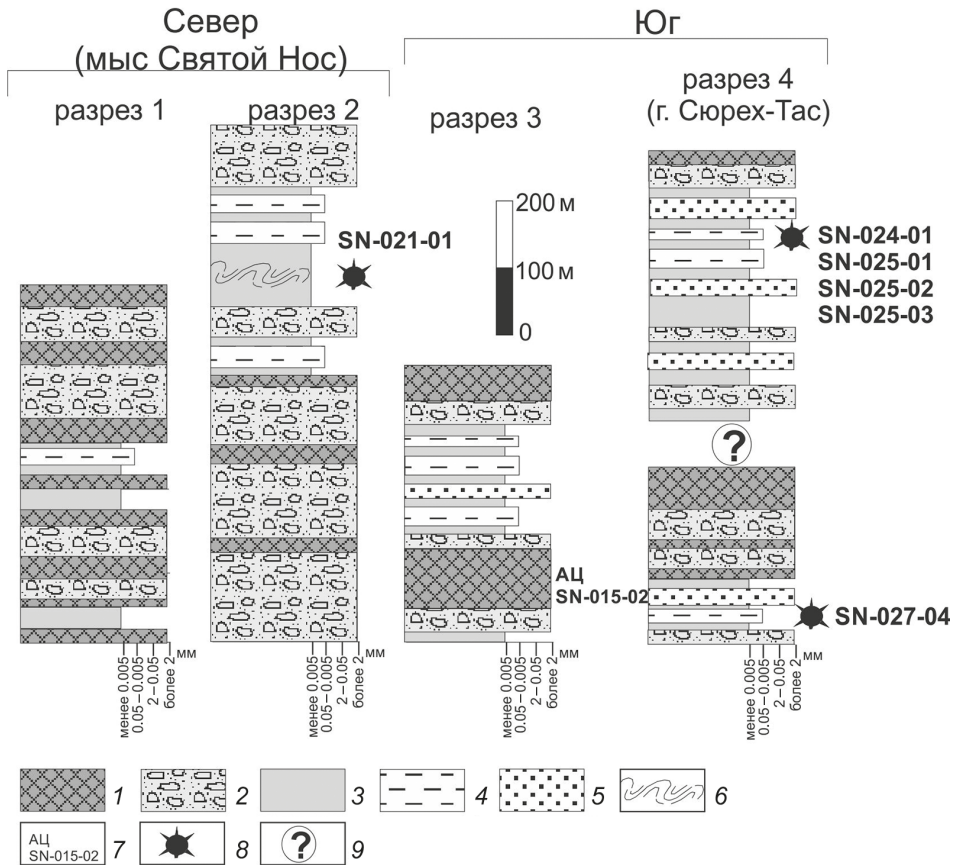


Рис. 6. Стратиграфические колонки вулканогенно-осадочных комплексов п-ова Святой Нос

1 — покровы вулканитов основного и среднего составов; 2 — кластолава, агломеративные, песфитовые и псаммитовые туфы; 3 — туфоаргиллиты, пепловые туфы, мелкообломочные туффиты; 4 — алевритовые и пелитовые туффиты, туфоалевролиты, черные аргиллиты; 5 — псаммитовые туффиты; 6 — складки оползания; 7 — места опробования для изотопного U-Pb-датирования; 8 — опробование для радиолариевого датирования; 9 — фрагменты разрезов скоррелировать не удалось.

4. Петрографический состав вулканогенно-осадочных пород

4.1. Вулканические породы

Вулканические породы представлены базальтами и андезитами.

Базальты. Текстура пород массивная и миндалекаменная (см. рис. 5, б; рис. 7, а, б). Структура порфировая, афировая. Структура основной массы интерсервальная. В основной массе наблюдаются идиоморфные микролиты плагиоклаза размером 0.1–0.2 мм (30%) и девитрифицированное вулканическое стекло. Количество вкрапленников составляет около 30%. Вкрапленники представлены таблитчатыми зернами измененного плагиоклаза (40–100%) размером 1–1.2 мм и идиоморфными (таблитчатыми) зернами пироксена (авгита) (0–60%). Пироксен часто замещен хлоритом и эпидотом. Миндалины (15–20%) имеют неправильную форму от 0.5 до 10 см, выполнены халцедоном и кальцитом. Акцессорный магнетит (1–3%) образует

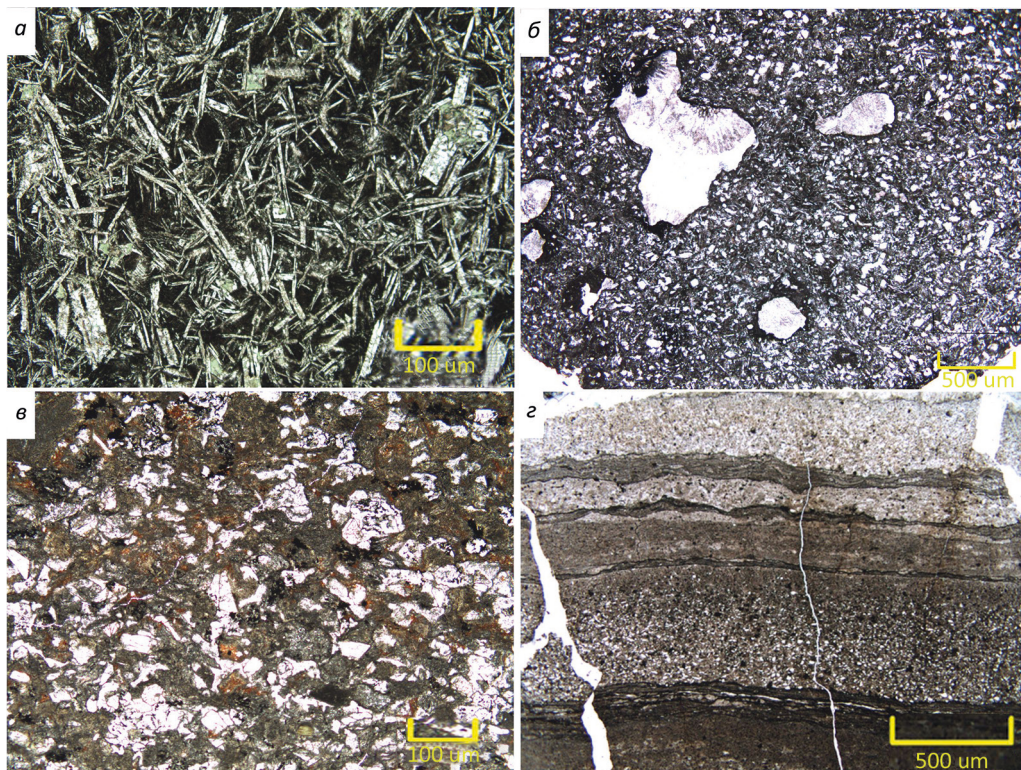


Рис. 7. Петрографический состав вулканогенно-осадочных пород

a — афирный базальт с интерсентальной структурой основной массы; *б* — миндалекаменный базальт; *в* — витрокристаллокластический андезитовый туф (кристаллокласты представлены пироксеном и плагиоклазом); *г* — параллельное переслаивание туфов, туффитов и вулканогенно-осадочных пород алевритовой и пелитовой размерности (вид в обнажении рис. 5, *в*).

мелкие изометричные зерна (<0.2 мм). Базальты достаточно интенсивно изменены, вторичные минералы представлены карбонатами, серицитом и эпидотом.

Андезиты. Текстура пород массивная, структура порфировая. Основная масса (до 60 % от породы) представлена криптокристаллическим агрегатом микрозерен плагиоклаза и замещенного вулканического стекла. Структура основной массы андезитовая. Среди вкрапленников преобладают лейсты плагиоклаза размером до 1.2 мм (около 70 %) и призмочек пироксена (авгит?) размером до 0.6 мм. Количество порфиров буроватого амфибола доходит до 10 %. Пироксен и амфибол часто замещены хлоритом. Акцессорные минералы: магнетит (1–3 %) и апатит (1–3 %). Вторичные минералы представлены карбонатами, серицитом и эпидотом.

4.2. Кластолавы

Кластолавы внешне — это черные, темно-серые, темно-зеленые, зеленовато-черные афирные породы. Под микроскопом видно, что они сложены обломками порфировых базальтов и андезитов. Доля обломков в породе от 30 до 80 %, размер от 1 мм до нескольких сантиметров. Цементированы обломки скрытокристаллическим веществом, часто замещенным глинистыми минералами или хлоритом. Иногда

в цементе отмечаются вкрапленники пироксена, реже плагиоклаза обломочной формы, их количество варьирует от 5 до 35–40 %, размер зерен колеблется от 0.3–0.5 мм.

4.3. Вулканогенно-обломочные породы

Вулканогенно-обломочные породы представлены туфами, туфоалевролитами, туфопелитами и туффитами базальтового и, предположительного, андезитового составов (см. рис. 7, в, г). Текстура туфов и туффитов массивная, параллельно слоистая. Структура пород литовитрокластическая, кристалловитрокластическая, кристаллокластическая, псаммитовая, алевритовая и пелитовая. Кристаллокласты представлены табличками плагиоклаза (альбит, андезин) размером от 0.2 до 2 мм и обломками кристаллов пироксена, витрокласты (до 0.3–0.4 мм) — обломками неправильной, часто серповидной формы с неровными границами. Пирокласты вулканических пород размером до 4 мм представлены порфиоровыми базальтами, возможно андезитами, обломочный материал (от 5 до 50 %) — кварцем, плагиоклазом и обломками пород. Матрикс (10–30 %) глинистого состава преобразован в кварц-иллит-хлоритовый агрегат.

В туфоалевролитах и туфопелитах доля глинистого цемента достигает 20–80 %. Кластическая часть представлена пирокластическим и обломочным материалом.

5. U-Pb-датирование цирконов

Для изотопного датирования были отобраны одна проба андезита и две пробы базальта, которые не несут следов приконтактовых изменений. Чтобы избежать возможного засорения, дробление пород проходило вручную в металлической ступке. Ситование проводилось в новых ситах. Монофракции выделялись с использованием магнитной сепарации и бромформа в Геологическом институте РАН (Москва).

U-Pb-датирование проводилось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института (Санкт-Петербург) по стандартной методике (Larionov et al., 2004). Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (Ludwig, 2001), а построение графиков с конкордией с использованием программы ISOPLOT/Ex (Ludwig, 2012). Данные изотопных измерений приведены в прил. 1.1¹.

Из одного андезита и одного базальта было выделено менее 10 зерен циркона, которые не анализировались. В пробе SN-015-02 (базальт) было выделено 18 зерен, для них было проведено 19 локальных анализов (прил. 1.1). Проба SN-015-02 отобрана в пределах одного из вулканических потоков, которые чередуются с взрыво-обломочными породами (см. рис. 5, в; рис. 6). Мощность потока составляет около 3 м.

Исходя из морфологических особенностей, внутреннего строения и возраста зерен циркона было выделено три популяции.

Первая популяция (N=7/18) представлена субидiomорфными кристаллами с хорошо выраженными гранями (см. рис. 8, а, зерно 9.1) и обломками кристаллов с сохранившимися гранями пирамиды (зерна 1.1, 2.1, 5.2, 7.1). Коэффициент

¹ Здесь и далее приложение 1.1 можно найти по электронному адресу: <https://escjournal.spbu.ru/article/view/10393/8362>. Приложение дано в авторской редакции.

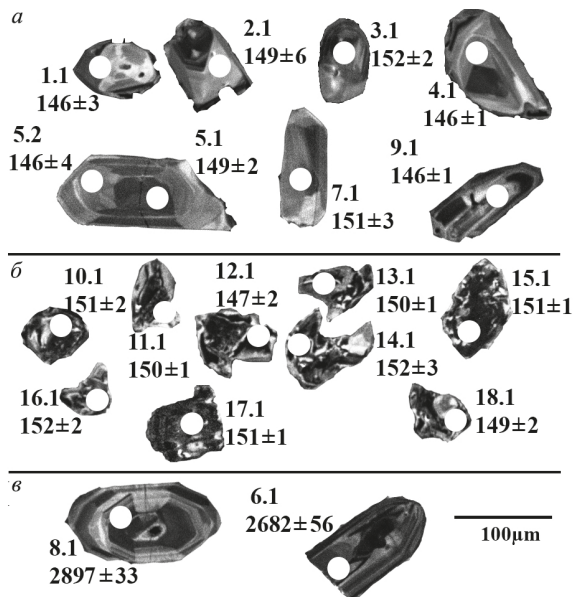


Рис. 8. Католюминесцентные структуры цирконов из пробы базальта SN-015-02

а — субидiomорфные кристаллы циркона и их обломки с осцилляторной и секториальной зональностью; *б* — ксеноморфные зерна с нерегулярной зональностью и включениями; *в* — округлые зерна с осцилляторной и секториальной зональностью.

Кружком обозначено место локального анализа, номер анализа соответствует номеру в прил. 1.1. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -возраст указан в миллионах лет, погрешность — на уровне 1σ. Пунктиром отмечен участок зерна с конволютивной зональностью.

удлинения от 2 до 4. Зерно 4.1 не имеет сохранившихся граней и представлено угловатым обломком кристалла, зерно 3.1 имеет округлую форму. Коэффициент удлинения данной популяции кристаллов от 1 до 3. Длина зерен 50–150 мкм. В католюминесцентном свечении имеют осцилляторную (зерна 2.1, 3.1, 4.1, 7.1, 9.1, см. рис. 7) и секторальную (зерна 1.1, 5.2, см. рис. 7, *а*) зональность.

Примеси в зернах циркона первой популяции: U = 88–464 г/т, Th = 32–259 г/т, Th/U = 0.30–0.66. В цирконах отмечается низкое содержание радиогенного ^{206}Pb — от 2.9 до 9.2 г/т (прил. 1.1).

Вторая популяция (N = 9/18) представлена ксеноморфными зернами и обладает неясной зональностью (см. рис. 8, *б*). Их размер от 30 до 10 мкм, коэффициент удлинения около 1. Примеси следующие: U = 970–2889 г/т, Th = 364–963 г/т, Th/U = 0.22–0.74. В цирконах отмечается умеренное содержание радиогенного ^{206}Pb — от 19.2 до 59 г/т (прил. 1.1).

Самая малочисленная популяция цирконов представлена зернами 6.1 и 8.1 (рис. 8) округлой формы с коэффициентом удлинения 1–2. Цирконы бесцветные и обладают шагренево́й поверхностью (рис. 9, *а*). На католюминесцентном изображении оба зерна характеризуются слабым свечением, зональность осциллятор-

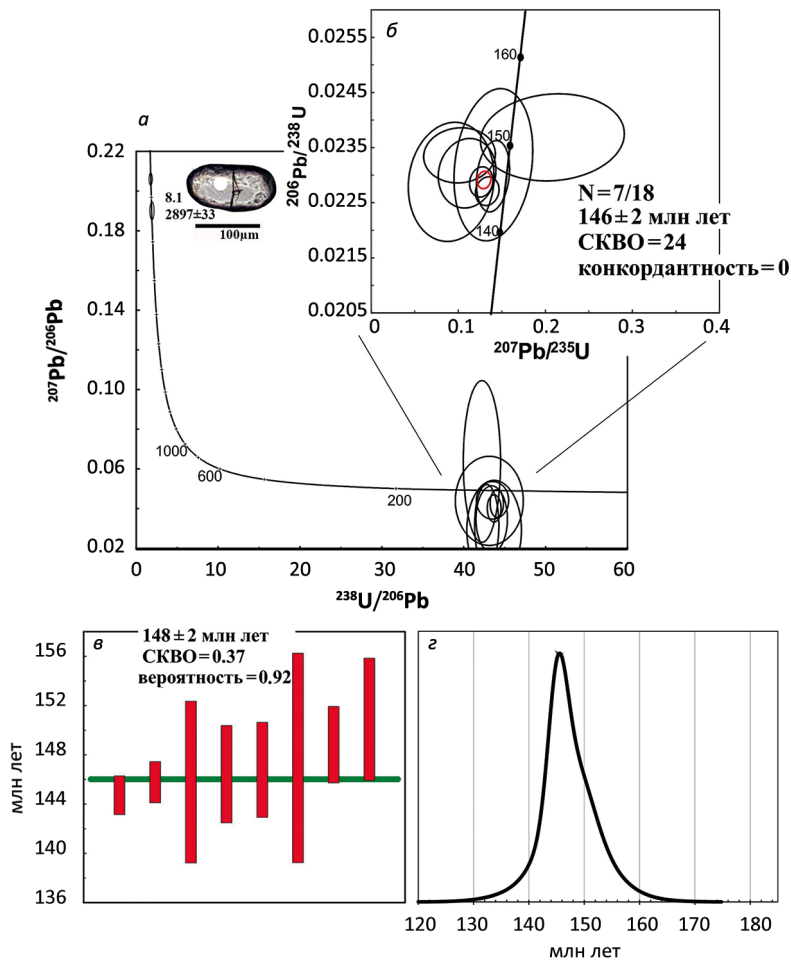


Рис. 9. U-Pb-изотопные данные для акцессорных цирконов первой и третьей популяции из базальта святоносской свиты

a — диаграмма Тера — Вассербурга с конкордией для всех измеренных зерен. Размер эллипсов погрешности $\pm 2\sigma$. На врезке — архейское зерно 8.1 в проходящем свете; *b* — диаграмма Везерилла с конкордией для зерен в интервале 130–160 млн лет, для зерен первой популяции. Эллипсы погрешности $\pm 2\sigma$; *v* — расчет средневзвешенного $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -возраста; *z* — кривая распределения плотности вероятности $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастов. *N* — количество зерен, принятых в расчет от общего числа датированных зерен.

ная и секториальная (см. рис. 8, *v*). Оба зерна имеют архейские $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрасты (см. рис. 10, *a*).

Для цирконов первой популяции значения индивидуальных дат имеют малый разброс и близки к линии конкордии. Рассчитанный конкордантный возраст составляет 146 ± 2 млн лет (см. рис. 9, *a, б*), однако вероятность конкордантности равна нулю, а среднеквадратичное отклонение — 24. Более надежным принимается $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, который варьирует от 145 ± 1 до 151 ± 3 млн лет. Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст составляет 148 ± 2 млн лет с величиной стандартного отклонения 1.5 и вероятностью 0.12 (см. рис. 9, *v*).

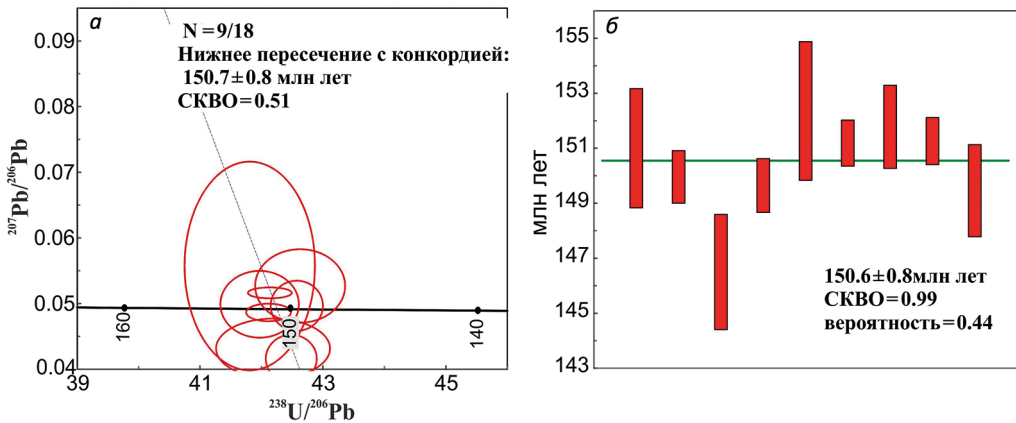


Рис. 10. U-Pb-изотопные данные для аксессуарных цирконов второй популяции из базальта святоносской свиты

а — диаграмма Тера — Вассербурга с конкордией. Эллипсы погрешностей $\pm 1\sigma$; б — расчет средневзвешенного $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -возраста.

Изотопные значения цирконов второй популяции близки к линии конкордии и пересекают ее в значении 151 ± 1 млн лет (рис. 10, а). Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст составляет 150.8 ± 0.7 млн лет с величиной стандартного отклонения 0.66 и вероятностью 0.73 (см. рис. 10, б).

6. Радиолариевый анализ

Образцы для выделения микрофауны были отобраны из различных частей разреза вулканогенно-осадочной толщи мыса Святой Нос. Из скальных береговых обнажений (см. рис. 6, разрез 1) была опробована мощная пачка тонкого переслаивания красноватых и зеленоватых туфоалевролитов и туфоаргиллитов (обр. SN-021-01, см. рис. 5, в). Мощность прослоев от 2 до 7 см. Минимальная доля пирокластической примеси составляет около 25 %, наиболее богатые прослои (от долей миллиметра до 3 см) представлены витрокристаллокластическими туфами. Южнее, в районе г. Сюрех-Тас, были опробованы горизонты черных массивных алевролитов (обр. SN-24-01, SN-25-01, SN-25-02, SN-25-03, SN-27-04, см. рис. 5, д; рис. 6). Породы почти не содержат пирокластической примеси (от 5 до 15 %).

Изучение проводилось как по шлифам в проходящем свете, с использованием поляризационного микроскопа Meijitechno MT-9300, так и по объемным выделенным формам, сфотографированным на сканирующем электронном микроскопе Vega Tescan MV-2300 в Геологическом институте РАН (рис. 11). Химическое препарирование радиоларий проводилось по стандартной методике (Pessagno and Newport, 1972; Назаров и Витухин, 1981).

Обнаруженные радиоларии имеют плохую сохранность. Кроме того, размер большей части встреченных раковин составляет менее 100 мк. Здесь присутствуют дискоидные формы *Spumellaria* gen. et sp. indet., *Paronaella* sp., *Hsuum* ? sp., *Sethocapsa* sp., *Tricolocapsa* sp., *Zhamoidellum* sp., *Williriedellum* sp., *Eucyrtidiellum* sp., *Parvicingula* ? sp. позднеюрско-раннемелового облика (рис. 11).

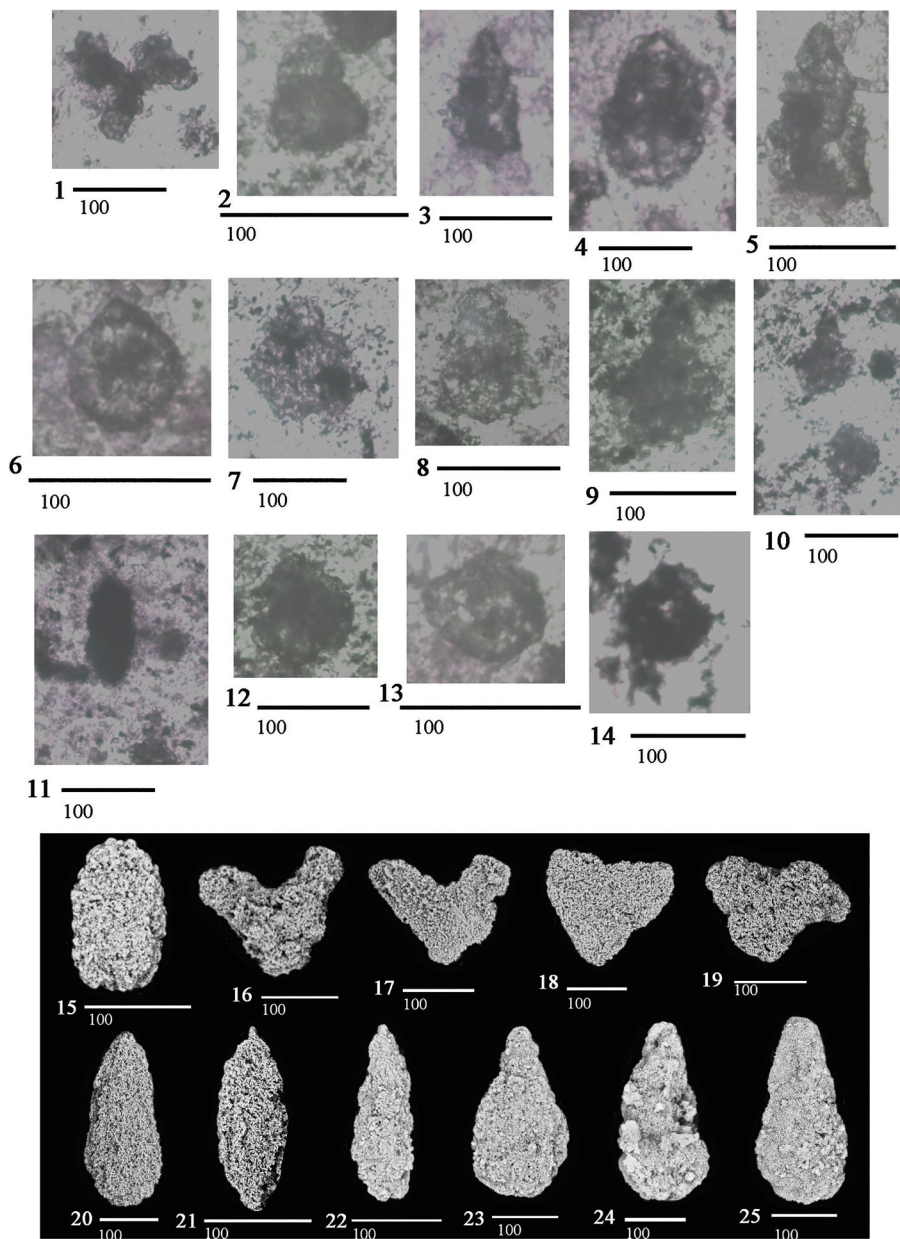


Рис. 11. Радиоларии из туфотерригенных и терригенных пород святоносской свиты

1–14 — фотографии шлифов в проходящем свете, поляризационный микроскоп, николи II; 15–25 — фотографии в сканирующем электронном микроскопе; размер масштабной линейки в микрометрах.

1 — *Paronaella* sp., обр. SN-024-02; 2, 4 — *Tricolocapsa* sp., обр. SN-025-01; 3, 5 — *Eucyrtidiellum* sp., обр. SN-025-03; 6 — *Williriedellum* sp., обр. SN-025-02; 7 — *Zhamoidellum* sp., обр. SN-025-01; 8 — *Tricolocapsa* sp., обр. SN-025-01; 9 — *Sethocapsa* sp., обр. SN-025-02; 10 — *Sethocapsa* sp. (вверху), *Williriedellum* sp. (снизу), обр. SN-025-02; 11 — *Parvicingula* ? sp., обр. SN-024-02; 12–14 — *Williriedellum* sp. (12 — обр. SN-025-02; 13 — обр. SN-025-03; 14 — обр. SN-025-04); 15 — *Spumellaria* gen. et sp. indet., обр. SN-021-01; 16–19 — *Paronaella* sp. (16 — обр. SN-024-01; 17–19 — обр. SN-021-01); 20 — *Hsuum* ? sp.; обр. SN-024-01; 21, 22 — *Parvicingula* ? sp., 21 — обр. SN-024-01; 22 — обр. SN-021-01; 23 — *Sethocapsa* ? sp., обр. SN-027-04; 24 — *Tricolocapsa* ? sp., обр. SN-021-01; 25 — *Nassellaria* gen. et sp. indet., обр. SN-021-01.

7. Обсуждение результатов

Все вулканогенно-осадочные породы мыса Святой Нос могут быть отнесены к единому комплексу. Максимальная мощность отдельных разрезов достигает 700 м. В составе комплекса резко преобладают эксплозивно-обломочные породы. При этом в северных разрезах (см. рис. 6, разрезы 1, 2) преобладают крупнообломочные туфы и чаще встречаются потоки лав, к югу (см. рис. 6, разрезы 3, 4) в разрезах уменьшаются доля и размерность вулканогенных пород и появляются прослойки терригенных пород. Отмеченная закономерность в строении разрезов, скорее всего, связана с расположением центров вулканической активности. Однако плохая обнаженность не позволяет проводить детальные корреляции фрагментов разреза. Практически из каждого разреза была выделена микрофауна предположительно поздней юры — раннего мела (?), что доказывает их разновозрастность. Смена направления и углов падения слоистости доказывает нарушенную форму залегания пород.

Для исследованных цирконов две датировки имеют архейские значения (см. рис. 8, а). Древние датировки можно рассматривать как результат захвата расплавленным осадочного материала (в том числе цирконов), поскольку округлая (окатанная) форма зерен предполагает их детритовую природу.

Остальные зерна характеризуются близкими между собой субконкордантными значениями, отвечающими титонскому веку. Эти цирконы позволяют выделить два сближенных события, отвечающих формированию вулканических пород мыса Святой Нос.

Структура цирконов первой популяции предполагает их магматическую природу. Однако $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрасты первой популяции не распределяются по нормальному закону (см. рис. 9, з), следовательно, полученные даты не принадлежат к единой статистической совокупности. Изотопные характеристики отдельных зерен циркона могут меняться вследствие различных причин: незначительные потери свинца, захват в процессе анализа древних доменов кристалла, метамиктные и гидротермальные изменения и т. д. (напр., (Schoene, 2014)). Конволютная зональность (рис. 8, а, зерно 4.1) указывает на наложенные постмагматические термальные события, что может являться объяснением для изотопной неоднородности данной популяции циркона.

Все цирконы, отнесенные ко второй популяции, имеют ксеноморфный облик и невыраженную зональность (см. рис. 8, б), что характерно для цирконов, образующихся на поздних или постмагматических фазах (Nemchin and Pidgeon, 1997; Mulch et al., 2002; Corfu et al., 2003). Некоторые из зерен имеют конволютную зональность в центральной части, ни в одном зерне не отмечаются признаки магматической зональности. Наиболее вероятно, зерна второй популяции были образованы в ходе быстрого роста во флюидонасыщенной среде. Однако данному выводу противоречат немного более древние, относительно возраста первой популяции, средневзвешенные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрасты (см. рис. 10, б), при этом разница несущественная и находится на уровне воспроизводимости SIMS-анализа, особенно если брать значения с учетом погрешностей.

Весь спектр возраста 16 зерен циркона от 146 до 152 млн лет со средневзвешенным возрастом 149.3 ± 1.2 млн лет (рис. 12) соответствует титонскому веку. Эти первые U-Pb-геохронологические данные решают проблему возраста вулканоген-

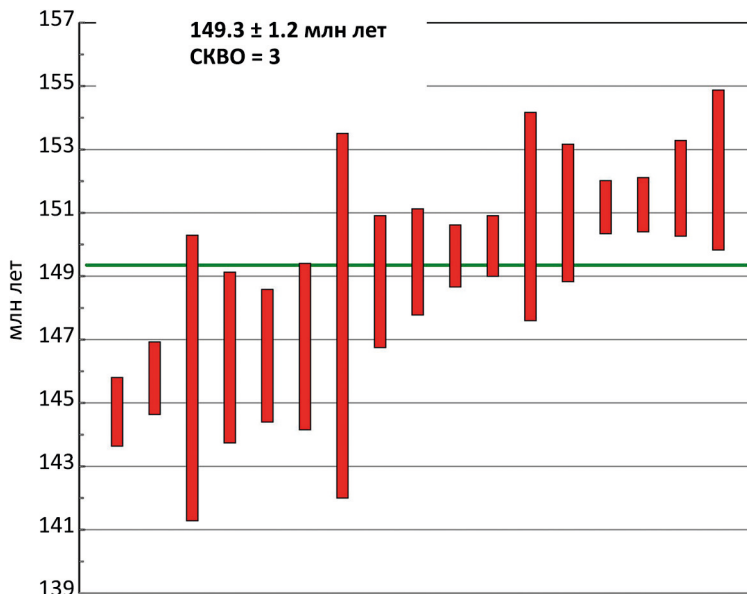


Рис. 12. Средневзвешенный $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -возраст магматических и поздне- и постмагматических (?) цирконов из базальта святоносской свиты. Погрешности определений на уровне $\pm 1\sigma$

но-осадочной толщии, основанную на противоречивых датировках, полученных К-Аг-методом. Кроме того, в районе мыса Святой Нос не были известны находки фауны и возраст принимался на основании сравнения с вулканогенно-осадочными образованиями южной части Чохчуро-Чокурдахской зоны.

Находки радиолярий не противоречат титонскому возрасту базальта и свидетельствуют о накоплении вулканогенно-осадочных отложений в морских условиях.

Титонский возраст вулканогенно-осадочных пород мыса Святой Нос согласуется с существующими представлениями о протяженном надсубдукционном Олойско-Святоносском, или Анюйско-Святоносском вулканическом поясе (Зоненшайн и др., 1990; Натапов и Шульгина, 1991; Парфенов и др., 1993). Вместе с тем тектоническая позиция (см. рис. 2) вулканогенно-осадочного комплекса полуострова не исключает интерпретацию Святоносской дуги как продолжения Кульпольнейской энсиматической дуги Прото-Арктического океана (Sokolov et al., 2015). Для решения этого важного в палеотектоническом отношении вопроса требуется проведение дополнительных исследований и в первую очередь изучение вещественного состава вулканогенных пород.

8. Заключение

1. Вулканогенно-осадочные породы мыса Святой Нос принадлежат единому комплексу, в составе которого преобладают эксплозивно-обломочные породы и вулканиты основного/среднего составов, реже встречаются мелкозернистые обломочные породы. В современной структуре характеризуются нарушенной формой залегания.

2. Потоки базальтов вулканогенно-осадочного разреза мыса Святой Нос содержат цирконы нескольких возрастных популяций. Цирконы двух наиболее представительных (N = 16/18) популяций были сформированы в ходе кристаллизации базальтов и близкого по времени термального события. Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст формирования базальтоидов составляет 149.3 ± 1.2 млн лет (титонский век). Базальты также содержат единичные ксеногенные зерна архейского возраста.
3. Горизонты эффузивно-обломочных и терригенных пород из различных частей вулканогенно-осадочного разреза мыса Святой Нос содержат радиолярии позднеюрско-раннемелового облика.

Литература

- Бургуто, А. Г., Дорофеев, В. К., Рекант, П. В., Шкарубо, С. И. (2016). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-53 (о. Столбовой), S-54 (Ляховские о-ва). Объяснительная записка. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ.
- Вольнов, Д. А., Лопатин, Б. Г., Сороков, Д. С. (1999). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-53-55 (Новосибирские острова). Объяснительная записка. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ.
- Вольнов, Д. А., Сороков, Д. С. (1961). Геологическое строение острова Беннетта. Ленинград: Гостоптехиздат (Труды НИИГА, 123).
- Дорофеев, В. К., Благовещенский, М. Г., Смирнов, А. Н., Ушаков, В. И. (1999). Новосибирские острова. Геологическое строение и минералогения. Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология.
- Зоненшайн, Л. П., Кузьмин, М. И., Натапов, Л. М. (1990). Тектоника литосферных плит территории СССР. Москва: Недра.
- Назаров, Б. Б., Витухин, Д. И. (1981). Методы выделения ископаемых радиолярий. Изв. АН СССР. Сер. геол., 10, 95–101.
- Натальин, Б. А. (1984). Раннемезозойские эвгеосинклиналильные системы в северной части Циркум-Пацифики. Москва: Наука.
- Натапов, Л. М., Шульгина, В. С. (1991). Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Q-56, 57. Среднеколымск. Объяснительная записка. Ленинград: ВСЕГЕИ.
- Парфенов, Л. М., Натапов, Л. М., Соколов, С. Д., Цуканов, Н. В. (1993). Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии. Геотектоника, 1, 68–78.
- Прохорова, С. М., Иванов, О. А. (1973). Оловоносные гранитоиды Яно-Индибирской низменности и связанные с ними россыпи. Ленинград: Недра.
- Самусин, А. И., Белоусов, К. Н. (1985). Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Новосибирские о-ва. Листы S-53-XVI, XVII, XXII, XXIII; S-54-XIV, XV, XVII; S-54-XXXIII, XXIV; S-54-XXVII, XXVIII; S-54-XXIX, XXX. Объяснительная записка. Ленинград: ВСЕГЕИ.
- Узюнкоян, А. М., Лискевич, Л. Б., Фатхулин, И. А. (1979). Отчет о результатах геологосъемочных работ (аэрофотогеологическое картирование) в масштабе 1:200 000 в Чохуро-Чокурдахской оловоносной зоне в 1976–1978 гг. на территориях листов R-54-II, IV; IX, X; S-54-XXVII, XXVIII; XXXII, XXXIV.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O. and Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53 (1), 469–500. <https://doi.org/10.2113/0530469>
- Embry, A. F. and Osadetz, K. G. (1988). Stratigraphy and tectonic significance of cretaceous volcanism in the Queen Elizabeth Islands: Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal Earth Science*, 25, 1209–1219.
- Fedorov, P. I., Flerov, G. V. and Golovin, D. I. (2005). New ages and comparison data for volcanic rocks Benнета Island (Eastern Arctic). *Doklady Earth Sciences*, 401 (2), 187–191.
- Kuzmichev, A. B. (2009). Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin. *Tectonophysics*, 463 (1–4), 86–108. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.017>

- Larionov, A.N., Andreichev, V.A. and Gee, D.G. (2004). The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. In: D.G. Gee, V.L. Pease, ed., *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society*, London: Memoirs, 30, 69–74. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.07>
- Layer, P.W., Newberry, R., Fujita, K., Parfenov, L., Trunilina, V. and Bakharev, A. (2001). Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and trace element geochemistry. *Geology*, 29 (2), 167–170. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0167:TSOTP-B>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0167:TSOTP-B>2.0.CO;2)
- Luchitskaya, M.V. and Moiseev, A.V. (2020). Age, Composition, and Geodynamic Setting of Granitoids and Dike Rocks from Cape Svyatoy Nos, Eastern Arctic. *Geotectonica*, 54, 308–330. <https://doi.org/10.1134/S0016852120030061>
- Ludwig, K.R. (2001). *SQUID 1.02, A User Manual, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication.
- Ludwig, K.R. (2012). *User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication.
- Moiseev, A.V., Luchitskaya, M.V. and Sokolov, S.D. (2020). Volcanic rocks and granitoids from Cape Svyatoy Nos (Eastern Arctic): their age, composition, and paleotectonic reconstructions. *Doklady Earth Sciences*, 492 (2), 398–401. <https://doi.org/10.1134/s1028334x20060124>
- Mulch, A., Rosenau, M., Dorr, W. and Handy, M.R. (2002). The age and structure of dikes along the tectonic contact of the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri Zones (southern Alps, Northern Italy, Switzerland). *Swiss Bull. Mineral. Petrol.*, 82, 55–76.
- Nemchin, A.A. and Pidgeon, R.T. (1997). Evolution of the Darling Range Batholith, Yilgarn Craton, Western Australia: A SHRIMP zircon study. *Journal of Petrology*, 38, 625–649. <https://doi.org/10.1093/ptro/38.5.625>
- Pessagno, E. and Newport, R.A. (1972). Technique for extracting Radiolaria from radiolarian cherts. *Micropaleontology*, 18 (2), 231–234. <https://doi.org/10.2307/1484997>
- Schoene, B. (2014). U–Th–Pb geochronology. In: H.D. Holland, K.K. Turekian, ed., *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*. Vol. 4. Oxford: Elsevier, 341–378. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00310-7>
- Sokolov, S.D. (2010). Tectonics of Northeast Asia: An overview. *Geotectonica*, 44, 493–509. <https://doi.org/10.1134/S001685211006004X>
- Sokolov, S.D., Tuchkova, M.I., Ganelin, A.V., Bondarenko, G.E. and Leyer, P. (2015). Tectonics of the South Anyui suture Zone, Northeastern Asia. *Geotectonica*, 49, 3–26. <https://doi.org/10.1134/S0016852115010057>

Статья поступила в редакцию 25 февраля 2021 г.
Статья рекомендована к печати 19 октября 2021 г.

Контактная информация:

Моисеев Артем Вячеславович — moartem@yandex.ru
Соколов Сергей Дмитриевич — ssokolov43@mail.ru
Палечек Татьяна Николаевна — tpalechek@yandex.ru

Age of volcanic-sedimentary complex from Cape Svyatoi Nos (Eastern Arctic)*

A. V. Moiseev, S. D. Sokolov, T. N. Palechek

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences,
7, Pyzhevskii per., Moscow, 119017, Russian Federation

For citation: Moiseev, A.V., Sokolov, S.D., Palechek, T.N. (2021). Age of volcanic-sedimentary complex from the Cape Svyatoi Nos (Eastern Arctic). *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 66 (4), 665–685. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.402> (In Russian)

* Field and analytical studies were supported with the Russian Science Foundation (grant No. 18-77-10073) basic financing of employees through subsidies No. 0135-2019-0078.

The geological structure and age of the volcanogenic-sedimentary complex of Cape Svyatoi Nos (Svyatonosskaya formation) are presented. The rocks of Cape Svyatoi Nos are located on the border of the Novosibirsk — Chukotka and Verkhoyansk — Kolyma fold belts, on the coast of the Laptev and East Siberian Seas. Field studies indicate that the rocks belong to a single volcanogenic-sedimentary complex. The maximum thickness of individual sections reaches up to 700 m. Coarse-grained pyroclastic rocks with rare lava flows prevail on the north (on the coast of the Laptev Sea). The proportion and dimension of volcanic and pyroclastic rocks decrease in the south, and terrigenous rocks appear. In the modern structure, the rocks are deformed. Zircons of several populations were separated from the flow of basalts. The most representative zircon populations are characterized by close subconcordant ages. The structure and U-Pb ages of zircons from the first population suggest their formation during magmatic crystallization with a superimposed postmagmatic thermal event. Zircons of the second population have a xenomorphic appearance, which is typical of zircons formed in late or postmagmatic phases. The weighted average age (MSWD = 3) of the first two populations is 149.3 ± 1.2 Ma (Tithonian age). It corresponds to the age of crystallization of basalts and the superimposed (close in time) postmagmatic thermal event. The third population of zircons is represented by two rounded grains with Archean U-Pb ages. It is assumed that these grains were trapped by magmatic melt from pre-Jurassic clastic rocks. Late Jurassic to Early Cretaceous radiolarians were identified from different horizons of tuff-terrigenous and terrigenous rocks. This corresponds with obtained U-Pb ages and the coeval of all the studied sections. The Tithonian age of volcanic-sedimentary rocks allows us to classify them as suprasubduction complexes of the Late Jurassic to Early Cretaceous, widespread in the Verkhoyansk-Chukotka Mesozoids.

Keywords: Cape Svyatoi Nos, Eastern Arctic, zircon, island arc, radiolarian, basalt, Verkhoyansk-Kolyma fold belt, tectonics.

References

- Burguto, A. G., Dorofeev, V. K., Rekant, P. V. and Shkarubo, S. I. (2016). *State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (third generation). Laptevo-Siberian Sea series. Sheet S-53 (Stolbovoy Island), S-54 (Lyakhovsky Islands). Explanatory note.* St. Petersburg: Russian Geological Research Institute (VSEGEI) Publ. (In Russian)
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O. and Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53 (1), 469–500. <https://doi.org/10.2113/0530469>
- Dorofeev, B. K., Blagoveshchenskii, M. G., Smirnov, A. H. and Ushakov, V. I. (1999). *New Siberian Islands. Geological structure and minerageny.* St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya Publ. (In Russian)
- Embry, A. F. and Osadetz, K. G. (1988). Stratigraphy and tectonic significance of cretaceous volcanism in the Queen Elizabeth Islands: Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal Earth Science*, 25, 1209–1219.
- Fedorov, P. I., Flerov, G. B. and Golovin, D. I. (2005). New ages and comparison data for volcanic rocks Benneta Island (Eastern Arctic). *Doklady Earth Sciences*, 401 (2), 187–191.
- Kuzmichev, A. B. (2009). Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin. *Tectonophysics*, 463 (1–4), 86–108. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.017>
- Larionov, A. N., Andreichev, V. A. and Gee, D. G. (2004). The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. In: D. G. Gee, V. L. Pease, ed., *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London: Memoirs*, 30, 69–74. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.07>
- Layer, P. W., Newberry, R., Fujita, K., Parfenov, L., Trunilina, V. and Bakharev, A. (2001). Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry. *Geology*, 29 (2), 167–170. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0167:TSOTP-B>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0167:TSOTP-B>2.0.CO;2)
- Luchitskaya, M. V. and Moiseev, A. V. (2020). Age, Composition, and Geodynamic Setting of Granitoids and Dike Rocks from Cape Svyatoy Nos, Eastern Arctic. *Geotectonica*, 54, 308–330. <https://doi.org/10.1134/S0016852120030061>

- Ludwig, K. R. (2001). *SQUID 1.02, A User Manual, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication.
- Ludwig, K. R. (2012). *User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication.
- Moiseev, A. V., Luchitskaya, M. V. and Sokolov, S. D. (2020). Volcanic rocks and granitoids from Cape Svyatoy Nos (Eastern Arctic): their age, composition, and paleotectonic reconstructions. *Doklady Earth Sciences*, 492 (2), 398–401. <https://doi.org/10.1134/s1028334x20060124>
- Mulch, A., Rosenau, M., Dorr, W. and Handy, M. R. (2002). The age and structure of dikes along the tectonic contact of the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri Zones (southern Alps, Northern Italy, Switzerland). *Swiss Bull. Mineral. Petrol.*, 82, 55–76.
- Natal'in, B. A. (1984). *Early Mesozoic eugeosynclinal systems in the northern part of the Circum-Pacific*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Natapov, L. M. and Shul'gina, B. C. (1991). *Geological map of the USSR. Scale 1:1 000 000 (new series). Q-56, 57. Srednekolymsk. Explanatory note*. Leningrad: Russian Geological Research Institute (VSEGEI) Publ. (In Russian)
- Nazarov, B. B. and Vitukhin, D. I. (1981). Methods for the isolation of fossil radiolarians. *Izv. USSR RAS. Ser. Geol.*, 10, 95–101. (In Russian)
- Nemchin, A. A. and Pidgeon, R. T. (1997). Evolution of the Darling Range Batholith, Yilgarn Craton, Western Australia: A SHRIMP zircon study. *Journal of Petrology*, 38, 625–649. <https://doi.org/10.1093/ptro/38.5.625>
- Parfenov, L. M., Natapov, L. M., Sokolov, S. D. and Tsukanov, N. V. (1993). Terranes and accretionary tectonics of Northeast Asia. *Geotektonika*, 1, 68–78. (In Russian)
- Pessagno, E. and Newport, R. A. (1972). Technique for extracting Radiolaria from radiolarian cherts. *Micro-paleontology*, 18 (2), 231–234. <https://doi.org/10.2307/1484997>
- Prokhorova, S. M. and Ivanov, O. A. (1973). *Tin-bearing granitoids of the Yano-Indigirskaya lowland and associated placers*. Leningrad: Nedra Publ. (In Russian)
- Samusin, A. I. and Belousov, K. N. (1985). *State geological map of the USSR. Scale 1:200 000. Series Novosibirsk Islands. Sheets S-53-XVI, XVII, XXII, XXIII; S-54-XIV, XV, XVII; S-54-XXIII, XXIV; S-54-XXVII, XXVIII; S-54-XXIX, XXX. Explanatory note*. Leningrad: Russian Geological Research Institute (VSEGEI) Publ. (In Russian)
- Schoene, B. (2014). U–Th–Pb geochronology. In: H. D. Holland, K. K. Turekian, ed., *Treatise on Geochemistry (Second Edition). Vol. 4*. Oxford: Elsevier, 341–378. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00310-7>
- Sokolov, S. D. (2010). Tectonics of Northeast Asia: An overview. *Geotectonica*, 44, 493–509. <https://doi.org/10.1134/S001685211006004X>
- Sokolov, S. D., Tuchkova, M. I., Ganelin, A. V., Bondarenko, G. E. and Leyer, P. (2015). Tectonics of the South Anyui suture Zone, Northeastern Asia. *Geotectonica*, 49, 3–26. <https://doi.org/10.1134/S0016852115010057>
- Uziunkoian, A. M., Liskevich, L. B. and Fatkhulin, I. A. (1979). *Report of the results of geological survey (aerial photo-geological mapping) at a scale of 1:200 000 in the Chokhuro-Chokurdakh tin-bearing zone in 1976–1978 on the territories of sheets R-54-II, IV; IX, X; S-54-XXVII, XXVIII; XXXII, XXXIV*. (In Russian)
- Vol'nov, D. A. and Sorokov, D. S. (1961). *Geological structure of Bennett Island*. Leningrad: Gostoptekhizdat Publ. (Proceedings of the Scientific Research Institute of Arctic Geology, 123). (In Russian)
- Vol'nov, D. A., Lopatin, B. G. and Sorokov, D. S. (1999). *State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (new series). Sheet S-53-55 (New Siberian Islands). Explanatory note*. St. Petersburg: Russian Geological Research Institute (VSEGEI) Publ. (In Russian)
- Zonenshain, L. P., Kuz'min, M. I. and Natapov, L. M. (1990). *Tectonics of lithospheric plates in the territory of the USSR*. Moscow: Nedra Publ. (In Russian)

Received: February 25, 2021

Accepted: October 19, 2021

Contact information:

Artem V. Moiseev — moartem@yandex.ru

Sergei D. Sokolov — ssokolov43@mail.ru

Tatiana N. Palechek — tpalechek@yandex.ru