

**СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ, ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ПЕТРОПАЛЕОМАГНИТНАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ НИЛАНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗОНА  
СОЧЛЕНЕНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО И СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО ОРОГЕНОВ) И  
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ**

***А.Ю. Песков<sup>1</sup>, И.П. Войнова<sup>1</sup>, А.Н. Диденко<sup>1,2</sup>, С.В. Зябрев<sup>1</sup>, А.В. Кудымов<sup>1</sup>,  
А.С. Каретников<sup>1</sup>, М.В. Архипов<sup>1</sup>***

<sup>1</sup>ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;  
e-mail: peskov@itig.as.khb.ru

<sup>2</sup>ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017

Поступила в редакцию 5 апреля 2023 г.

В работе представлены результаты структурного, петрогеохимического, петро- и палеомагнитного изучения мезозойских пород Ниланского террейна, примыкающих с севера к палеозойским образованиям Пауканского блока (52.0° с.ш., 135.6° в.д.). Установлено, что сложнодислоцированные юрские и триасовые (?) отложения террейна являются фрагментами средне-позднеюрского аккреционного комплекса с различной концентрацией более древних океанических пород и полностью разрушенной стратиграфией океанической плиты. Вулканы основного и среднего состава, залегающие среди юрских и триасовых (?) осадочных пород террейна, имеют океаническое происхождение. На основании палеомагнитных и геохимических данных предполагается, что изученные вулканы формировались вблизи экватора в геодинамических условиях срединно-океанического хребта и внутриплитных океанических островов.

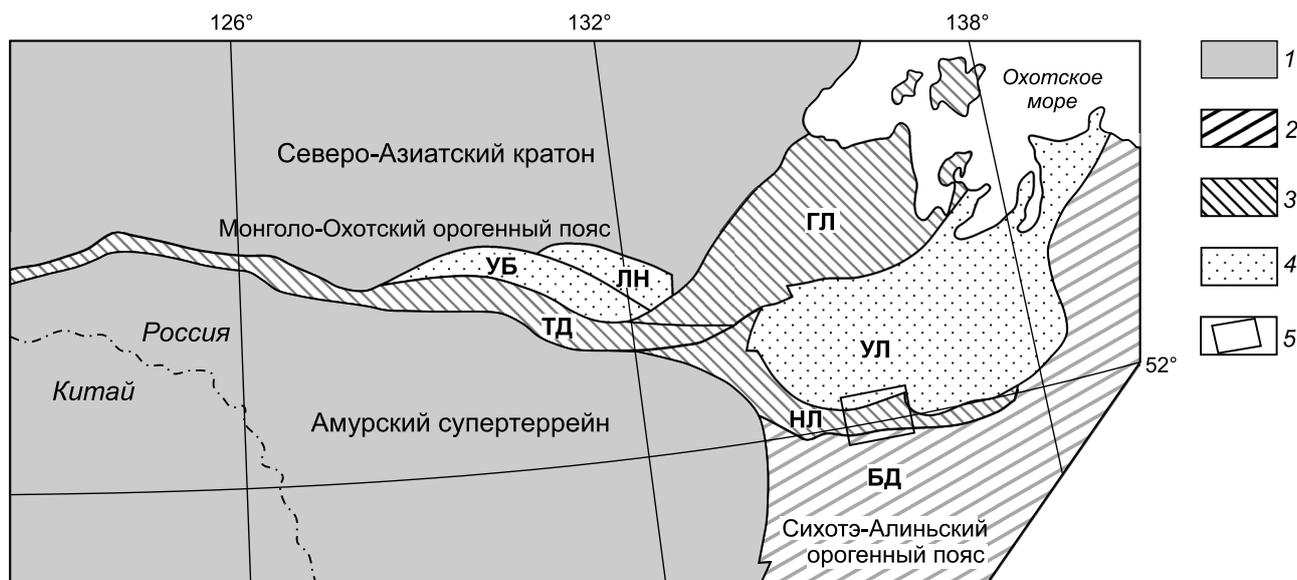
**Ключевые слова:** юрский аккреционный комплекс, вулканы, вещественный состав, петро- и палеомагнетизм, Ниланский террейн, зона сочленения Сихотэ-Алиньского и Монголо-Охотского орогенных поясов.

### ВВЕДЕНИЕ

Ниланский террейн рассматривается как фрагмент палеозойской аккреционной призмы на юге восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) [4]. Этот террейн протягивается узкой (10–25 км) субширотной полосой на расстояние около 200 км (рис. 1). На юге он граничит с Баджалским террейном Сихотэ-Алиньского орогенного пояса (САОП) по Пауканскому разлому, а на севере отделен от Ульбанского террейна Гонграмакитским разломом (рис. 1, 2) [2, 3]. Ниланский террейн отнесен к аккреционным призмам типа «Б» с существенной ролью океанических пород, а Ульбанский террейн – к аккреционным призмам типа «А», сложенным преимущественно турбидитами [4, 12].

Представления о стратиграфии Ниланского террейна претерпели значительные изменения после проведения геологического доизучения территории

в масштабе 1:200 000 [2, 3]. Было установлено, что фауна палеозойского возраста во многих случаях находится в известняках, слагающих глыбы в более молодых терригенных отложениях. Благодаря находкам юрских радиолярий в кремнистых и терригенных отложениях существенно изменились представления о строении и возрасте разреза отложений террейна. Мезозойский возраст саларинской свиты и олгинской толщи, слагающих значительную площадь западной части Ниланского террейна, был установлен и при геохронологическом изучении обломочных цирконов из осадочных пород этих образований [38]; максимальный возраст саларинской свиты и олгинской толщи оказался не древнее  $184 \pm 2$  и  $206 \pm 2$  млн лет, соответственно. Палеозойские образования сохранились лишь в Пауканском блоке, приуроченном к одноименному разлому, где установлен максимальный возраст сивакской свиты и ровненской толщи не древнее



**Рис. 1.** Положение Ниланского аккреционного террейна в зоне сочленения Монголо-Охотского и Сихотэ-Алиньского орогенных поясов, по [4], с упрощением.

1 – континентальные блоки; 2 – Сихотэ-Алиньский орогенный пояс; 3–4 – террейны Монголо-Охотского орогенного пояса: 3 – сложенные вулканогенно-кремнистыми и терригенными породами, 4 – сложенные преимущественно терригенными породами; 5 – район исследования (рис. 2). Буквами обозначены террейны: БД – Баджалский, ГЛ – Галамский, ЛН – Ланский, НЛ – Ниланский, ТД – Тукурингра-Джагинский, УБ – Унья-Бомский, УЛ – Ульбанский.

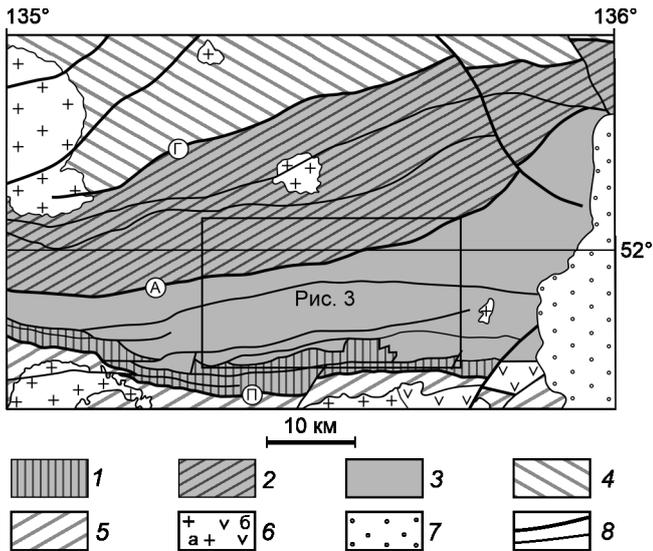
442 ± 3 и 255 ± 2 млн лет, соответственно [38]. Новые стратиграфические данные не вовлечены в существующие тектонические реконструкции, и Ниланский аккреционный террейн до последних лет оставался палеозойским [32, 37].

Отнесение Ниланского и Ульбанского террейнов к МООП является дискуссионным и берет начало, вероятно, с работ М.С. Нагибиной [13], а впоследствии проявилось и в других работах [4, 11, 14, 15]. Альтернативная точка зрения на структурную позицию этих террейнов – их принадлежность к САОП – была высказана В.В. Голозубовым [5]. Полученные нами в последние годы палеомагнитные данные по обломочным отложениям Ульбанского террейна [16] согласуются с представлениями В.В. Голозубова – в послесреднеюрское время юрские отложения Ульбанского террейна переместились к северу вдоль континентальной окраины Азии на несколько тысяч километров до своего современного положения.

В настоящей работе представлены новые петрогеохимические и петропалеомагнитные данные по вулканитам, залегающим среди триасовых и юрских отложений Ниланского террейна. Как нам представляется, анализ этих данных позволяет оценить палеошироты формирования изученных вулканитов и дополнить палеогеодинамические (палеогеографические) реконструкции Азиатской континентальной окраины в юре.

#### СТРУКТУРА И СТРАТИГРАФИЯ НИЛАНСКОГО ТЕРРЕЙНА

По материалам А.И. Буханченко и др. [2, 3], в структуре Ниланского террейна различаются три субширотные зоны, сложенные палеозойскими, триасовыми и юрскими породными комплексами (рис. 2). Палеозойские осадочные и магматические образования слагают узкий (2–5 км) и протяженный (не менее 60 км) Пауканский блок. Наиболее древними осадочными отложениями являются известковистые кварц-полевошпатовые песчаники и глинистые сланцы с линзами известняков с многочисленной раннедевонской эмской фауной, которые отнесены к сивакской свите мощностью более 640 м. Более молодые отложения представлены алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами и осадочными брекчиями с позднепермской фауной. Эти отложения выделены в ровненскую толщу мощностью около 800 м. Среди осадочных пород залегают разрозненные тектонические блоки (площадью до нескольких квадратных километров), сложенные позднекарбонными катаклазированными габбро и плагиогранитами бурейкинского гранодиорит-габбрового комплекса. Возраст комплекса определен достаточно условно по нахождению аналогичных интрузивных пород в валунах конгломератов верхнепермской ровненской толщи. Раннепермские аль-



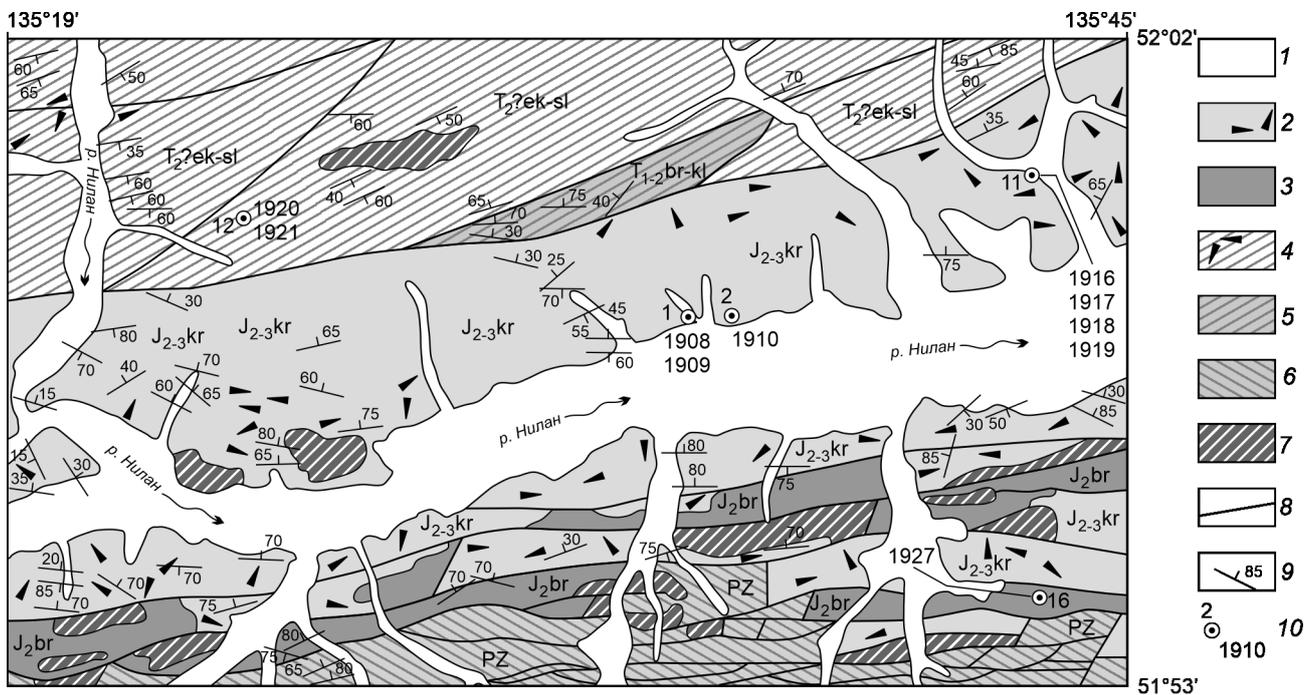
**Рис. 2.** Тектоническая схема района исследования, по А.И. Буханченко и др. [2, 3], с упрощениями.

1–3 – Ниланский террейн: 1 – Пауканский блок палеозойских пород, 2 – зона триасовых отложений, 3 – зона юрских отложений; 4 – Ульбанский террейн; 5 – Баджалский террейн; 6 – меловые интрузивные (а) и эффузивные (б) породы; 7 – кайнозойская депрессия; 8 – крупные разломы: П – Пауканский, А – Актайский, Г – Гонграмакитский. Рамкой показано расположение фрагмента геологической карты (рис. 3).

бит-кварцевые и калишпат-кварцевые метасоматиты проявлены в тектонических блоках и отражают метасоматические изменения, наложенные на девонские терригенные отложения и на позднекаменноугольные интрузии.

С севера к палеозойским образованиям Пауканского блока по тектоническим контактам примыкает зона юрских терригенных и вулканогенно-кремнистых отложений шириной 4–20 км. Южная часть этой зоны (шириной до 5 км) сложена среднеюрской берендинской толщей ( $J_2br$ ), а более широкая северная часть – средне-верхнеюрской крестовой толщей ( $J_{2-3kr}$ ) (рис. 3).

В разрезе **берендинской толщи** ( $J_2br$ ) мощностью 600 м преобладают (70–80 %) метабазалты, слагающие пласты мощностью от первых метров до 300 м, чередующиеся с кремнистыми породами, алевролитами, туфами основного состава, редко – маломощными прослоями песчаников. Вулканиты местами превращены в зеленые сланцы. Мощные пласты метабазалтов содержатся в нижней и верхней частях толщи, а кремнистые породы тяготеют к ее средней части. Среднеюрский возраст толщи обосновывается находками в кремнистых породах радиоларий



**Рис. 3.** Фрагмент геологической карты (1:200 000) А.И. Буханченко [2, 3], с упрощениями.

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – средне-верхнеюрская крестовая толща ( $J_{2-3kr}$ ) с микститами (крап); 3 – среднеюрская берендинская толща ( $J_2br$ ); 4 – среднетриасовые (?) эксинская, актайская и силичинская толщи, объединенные с микститами ( $T_2?ek-sl$ ); 5 – ниже-среднетриасовые брянджинская и колбоконская толщи, объединенные ( $T_{1-2}br-kl$ ); 6 – палеозойские породы (PZ) Пауканского блока; 7 – субвулканические метабазалты и метадолериты средне-позднеюрского крестового комплекса ( $\beta J_{2-3kr}$ ); 8 – разломы, 9 – залегание слоистости и сланцеватости; 10 – точки наблюдения и номера проб вулканитов.

*Gongylothorax favosus* gr. (Dumitrica), *Williriedellum* sp. A. sensu Matsuoka, *W. carpaticum* Dumitrica и др. (определения О.Л. Смирновой).

**Крестовая толща** ( $J_{2,3}kr$ ) мощностью не менее 1650 м сложена алевролитами, песчаниками, пачками их переслаивания, микститами, кремнистыми, кремнисто-глинистыми, туфогенно-кремнистыми породами, метабазальтами, седиментационными брекчиями. Считается, что эти отложения согласно залегают на берендинской толще. Основание толщи слагает мощная (не менее 500 м) олистострома, представляющая собой горизонты алевролитов и глинистых сланцев, содержащих включения кремнистых пород, метабазальтов, песчаников и известняков. В толще встречаются горизонты песчаников, в которых заключены линзовидные тела алевролитов, метабазальтов, кремнисто-глинистых, туфогенно-кремнистых пород. Характерной особенностью олистостром крестовой толщи являются обломки известняков с каменноугольной либо пермской фауной, размер которых составляет от первых миллиметров до первых десятков метров. Встречаются тела олистолитов и олистоплак размером в сотни метров в поперечнике и первые километры по длинной оси. Средняя часть толщи сложена чередованием пластов алевролитов (50–150 м), песчаников (20–60 м), пачек переслаивания (1–5 см, реже 0.2–2 м) песчаников и алевролитов (30–120 м). В верхней части толщи преобладают алевролиты, содержащие пласты (до 50 м) кремнистых, туфогенно-кремнистых пород и метабазальтов. Породы крестовой толщи в различной степени рассланцованы (рис. 4, а–в). Средне-позднеюрский возраст толщи принят на основании находок в кремнисто-глинистых, туфогенно-кремнистых породах и алевролитах (в том числе и в матриксе микститов) радиолярий *Guexella* ex gr. *nudata* (Kocher), *Stichocapsa* sp. cf. *S. robusta* Matsuoka, *Stylocapsa* sp. cf. *S. catenarum* Matsuoka, *Tricolocapsa plicarum* Yao, *Gongylothorax* sp., *Tricolocapsa* sp., *Williriedellum* sp. и др.

К северу юрские отложения граничат по Актайскому разлому с зоной (шириной 6–17 км) нижне-среднетриасовых терригенных и вулканогенно-кремнистых отложений, расчлененных на многочисленные толщи, часть которых объединена на карте А.И. Буханченко и др. [2, 3] вследствие их значительного сходства. Нижнетриасовые отложения представлены батаонской толщей ( $T_1?bt$ ) рассланцованных песчаников мощностью 950 м и ниламокинской толщей ( $T_1?nl$ ) алевролитов и глинистых сланцев мощностью 1200 м, иногда тонко переслаивающихся с песчаниками и содержащих редкие линзы кремнистых пород. Органических остатков в этих толщах не обнаружено, их условное отнесение к нижнему триасу основано на

согласных взаимоотношениях толщ между собой и с вышележащими отложениями с ранне- и среднетриасовыми конодонтами. Данные отложения распространены севернее изученной нами площади, показанной на рис. 3.

Нижне-среднетриасовые брянджинская и колбоконская толщи мощностью 600–1550 м, объединенные ( $T_{1,2}br-kl$ ), сложены песчаниками с прослоями алевролитов, пачками (до 120 м) переслаивания песчаников и алевролитов, горизонтами микститов, пластами и линзами (до 20 м) кремнистых, кремнисто-глинистых пород и метабазальтов (рис. 3). В кремнистых породах установлены конодонты *Neogondolella* cf. *aegaea* Belder, *Neospathodus timorensis* (Nodami), *Neospathodus* sp., *Neoplectospathodus* sp., что свидетельствует об их ранне-среднетриасовом возрасте (оленинский-анизийский ярусы).

Среднетриасовые (?) экинская, актайская и силичинская толщи мощностью 460–1250 м, объединенные ( $T_2?ek-sl$ ), сложены преимущественно алевролитами, а также туфоалевролитами, чередующимися алевролитами и песчаниками, микститами (рис. 3). Среди них залегают пласты кремнистых, кремнисто-глинистых пород и метабазальтов мощностью в десятки метров. Контакт с подстилающими отложениями практически повсеместно тектонический, хотя в отдельных местах установлено их согласное залегание. В кремнях найдены переотложенные конодонты плохой сохранности, среди которых определены раннетриасовые *Neogondolella* cf. *carinata* (Clark). Учитывая согласное залегание описываемых стратонов на отложениях ранне-среднетриасового возраста, возраст их принят условно среднетриасовым.

Следует заметить, что возраст всех стратонов, выделенных при геологическом картировании, базируется на возрасте конодонтов и радиолярий из кремнистых пород, и только в крестовой толще радиолярии определены и из терригенных пород, включая матрикс микститов. Мы не исключаем возможности, что возраст терригенных пород триасовых толщ может быть моложе возраста кремнистых пород, включенных в их состав. По нашим наблюдениям, контакты пачек терригенных отложений с пластовыми телами и линзами базальтов, кремней и известняков повсеместно тектонические, что позволяет рассматривать чередование этих пород как многократное тектоническое совмещение пород океанического дна и терригенных отложений конвергентной границы. В этом контексте мезозойские отложения Ниланского террейна рассматриваются нами как фрагменты средне-позднеюрского аккреционного комплекса с различной концентрацией более древних океанических пород. При этом стратиграфия океанической плиты полностью разрушена.

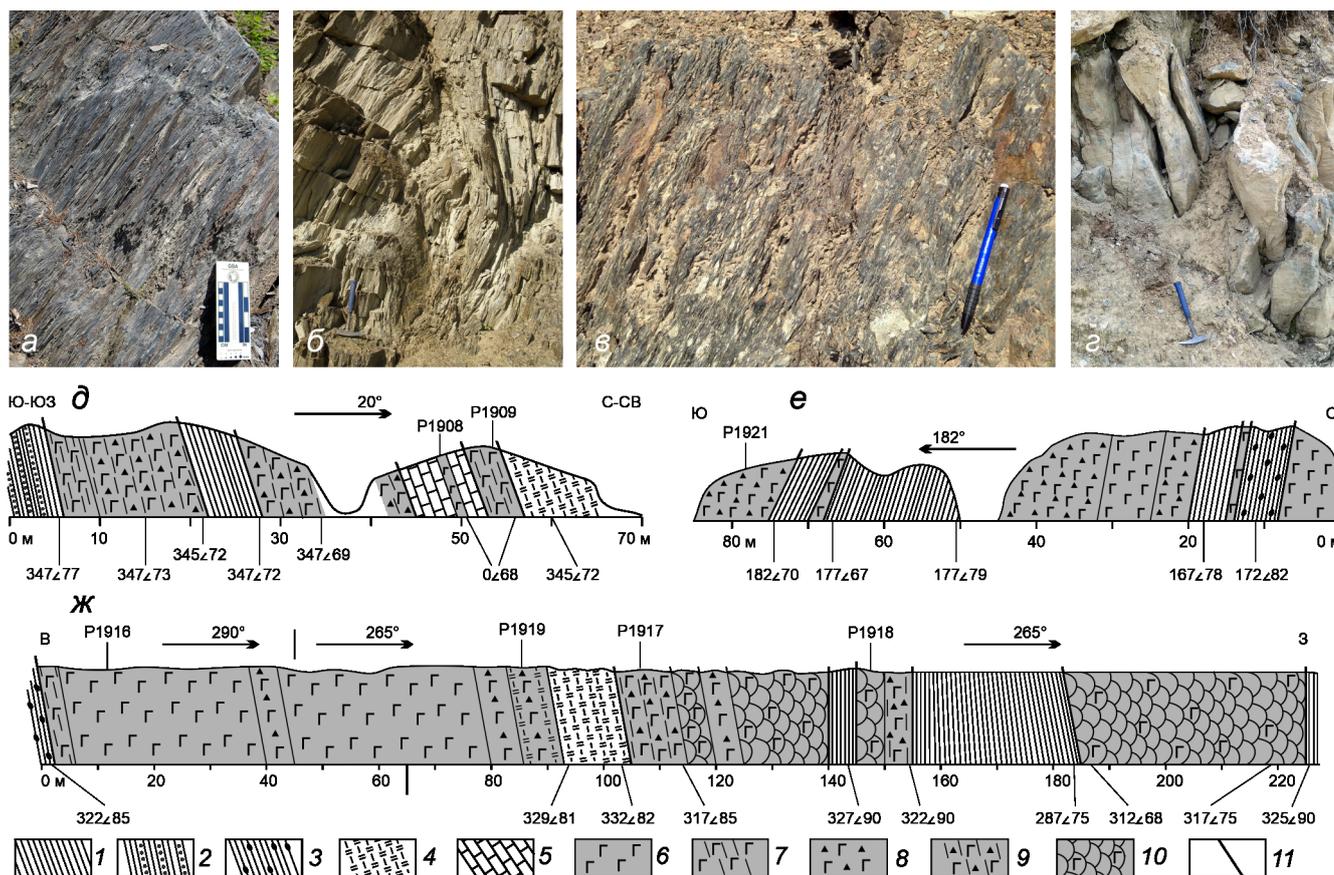


Рис. 4. Детали строения Ниланского аккреционного комплекса.

*a*–*г* – типичные породы средне-верхнеюрской крестовой толщи и их структурные особенности вблизи обнажения 11: *a* – расланцованные алевролиты, *б* – филлиты со структурой дуплекса, *в* – расланцованные галечные алевропелиты (мелкообломочные микститы), *г* – деформированные подушечные базальты в обнажении 1; *д–ж* – крупные обнажения базальтов Ниланского террейна и положение отобранных проб: *д* – в средне-верхнеюрской крестовой толще, обнажение 1; *е* – в среднетриасовых отложениях, обнажение 12; *ж* – в средне-верхнеюрской крестовой толще, обнажение 11.

1 – расланцованные алевролиты и филлиты; 2 – расланцованные алевролиты с прослоями песчаников, 3 – мелкообломочная олигострома; 4 – кремни; 5 – известняки; 6 – массивные потоковые базальты; 7 – расланцованные потоковые базальты; 8 – базальтовые гиалокластиты; 9 – расланцованные базальтовые гиалокластиты; 10 – базальты с подушечной отдельностью, 11 – разломы.

Помимо пластов излившихся базальтов в триасовых и юрских толщах, в южной части террейна закартированы многочисленные интрузивные тела субвулканических метабазальтов и метадолеритов, включенные в средне-позднеюрский крестовый комплекс ( $\beta_{2,3}$  kr). Субвулканические тела вытянуты в широтном направлении и тяготеют к выходам берендинской и крестовой толщ у северной границы Пауканского блока (рис. 3). По геофизическим данным, большинство тел среди отложений берендинской толщи интерпретированы как эродированные части круто-, реже пологопадающих трещинных интрузивов. Интрузии в крестовой толще, по-видимому, менее эродированы и имеют форму лакколитообразных залежей. Большинство субвулканических интрузий сложено однородными метадолеритами, иногда сменяющимися в эндо-

контактных частях метабазальтами. В большинстве случаев поверхности контактов параллельны слоистости и сланцеватости во вмещающих алевролитах, реже секут их; иногда отмечаются апофизы мощностью до 5 см. В отдельных случаях в метадолеритах на контакте наблюдаются зоны закалки шириной в первые сантиметры. Часто вблизи контактов (первые сантиметры) вмещающие породы слабо ороговикованы, изредка брекчированы, в отдельных случаях приконтактные зоны интрузий насыщены обломками вмещающих пород. По составу породы соответствуют базальтам, субщелочным базальтам – трахибазальтам, редко пикробазальтам и щелочным пикритами. Субвулканические метадолериты и метабазальты пространственно сопряжены с пластовыми телами метабазальтов берендинской и крестовой толщ, име-

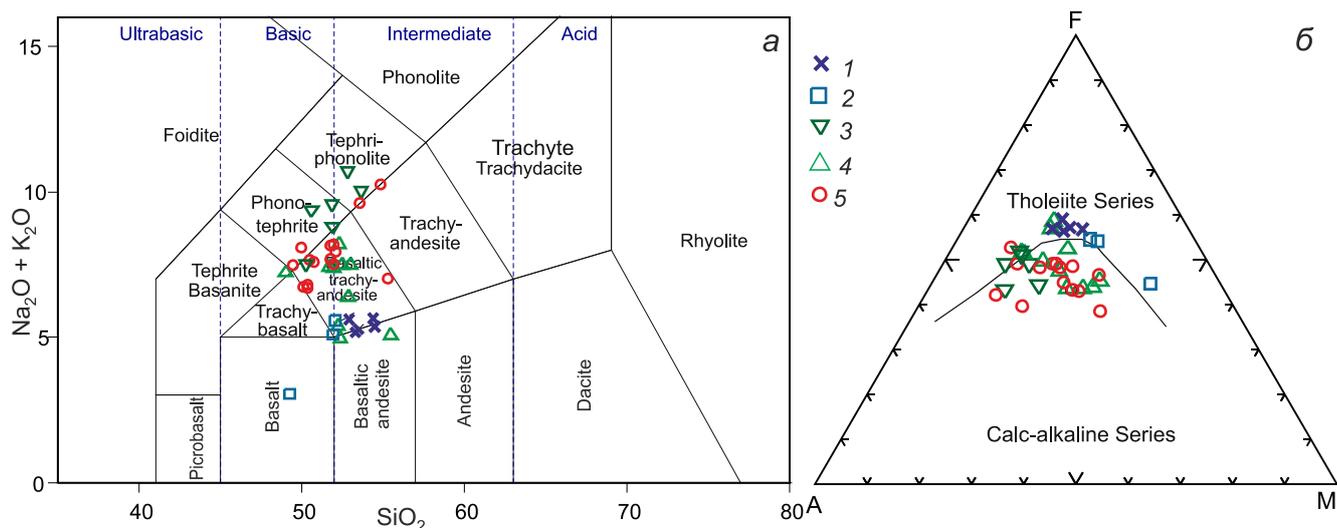


Рис. 5. Классификационные диаграммы.

*a* – сумма щелочей–кремнезем (TAS) [26], *б* – AFM: А – ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), F – FeO, М – MgO [25].

Вулканыты: 1 – толщи  $T_2$ -возраста, 2 – берендинской толщи  $J_2br$ , 3–5 – крестовой толщи  $J_{2,3}kr$  (3–4 – потоковые: 3 – нижних потоков, 4 – верхних потоков, 5 – из блоков микститов).

ют с ними петрохимическое и геохимическое родство. Часть из них прорывает отложения крестовой толщи, и поэтому возраст их принят средне-позднеюрским. Мы не исключаем возможности, что эти субвулканические образования также являются аккрецированными фрагментами океанического дна.

Нами изучены базальты в среднетриасовых(?) толщах (обнажение 12, пробы P1921), в среднеюрской берендинской толще (обнажение 16, пробы 1927) и в средне-верхнеюрской крестовой толще (обнажения 1, 2 и 11, пробы P1908–1910, P1916–1919, рис. 3, 4). Наиболее крупные обнажения показаны на зарисовках (рис. 4, *д–ж*).

#### ПЕТРОГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ

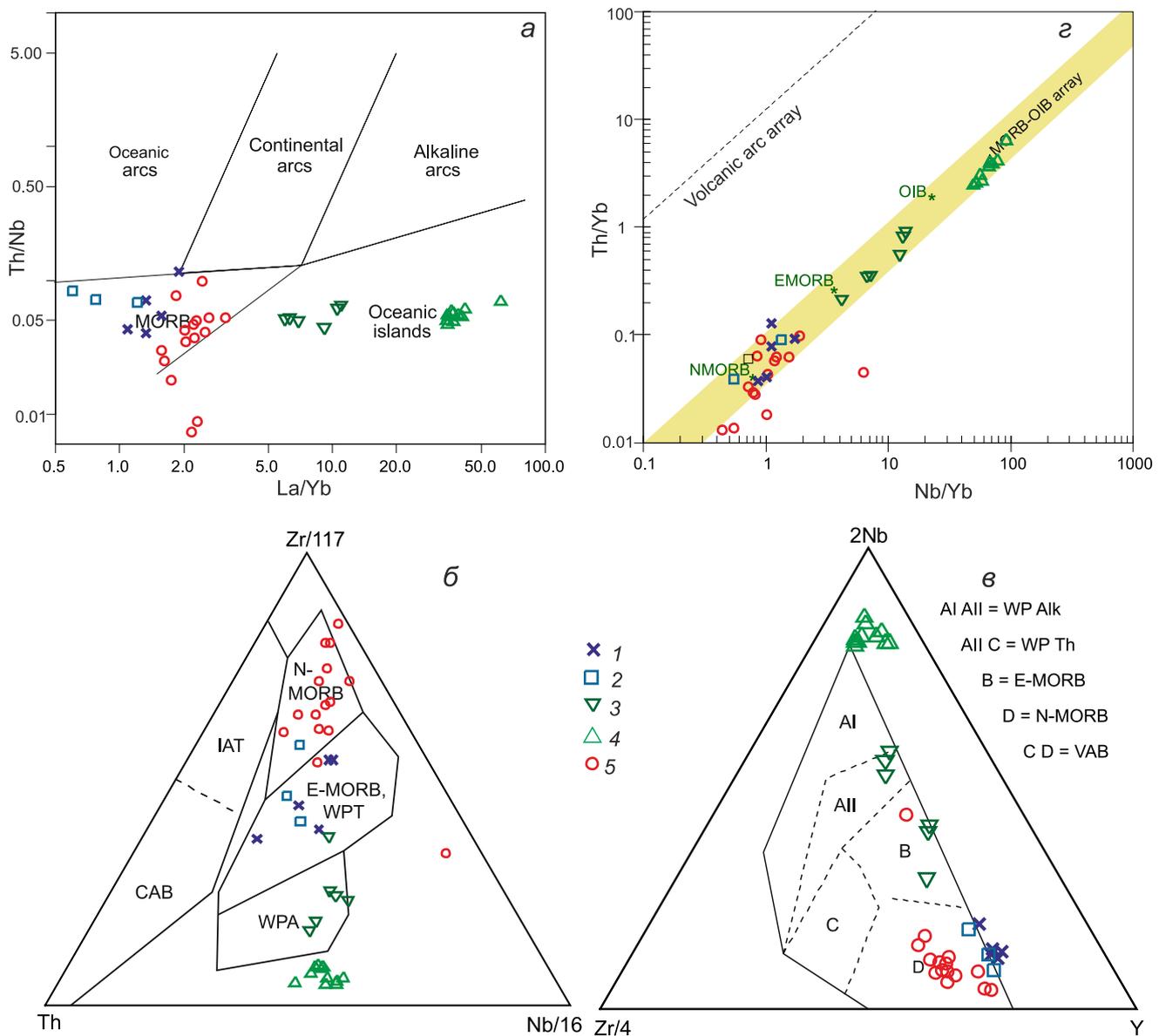
Петрогеохимическая характеристика вулканистов основывается на данных анализов, произведенных в аналитическом центре (ХИАЦ) Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН на петрогенные элементы – методом рентгено-флюоресцентной спектроскопии на S4 PioneerBruker (Германия) (аналитик И.А. Астапов), на редкие и редкоземельные элементы – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на ISP-MSElan 9000 (Канада) (аналитики А.В. Штарева, В.Е. Зазулина). Результаты анализов представлены в таблице 1\*. Для постро-

ния диаграмм сумма оксидов петрогенных элементов приводилась к 100 %, суммарное железо пересчитывалось на закисную форму.

**Вулканыты из среднетриасовой (?) толщи ( $T_2^{?ek-sl}$ )** (пробы P1921) – зеленовато-серые, грубо-плитчатые породы, микроскопически чаще афировые, сложены лейстами, реже микровкрапленниками альбитизированного игольчатого плагиоклаза в преобладающей криптокристаллической девитрифицированной основной массе, в которой кроме плагиоклазового возможен и пироксеновый минал. Характерна рудная сыпь и ожелезнение по трещинам. Вторичные минералы – альбит, хлорит, актинолит, лейкоксен, кальцит.

Петрохимически вулканыты представлены андезибазальтами и трахиандезибазальтами, их фигуративные точки на TAS-диаграмме располагаются в пограничной области нормально-щелочных (известково-щелочных) и субщелочных пород (рис. 5, *a*), на треугольной диаграмме AFM – в поле толеитовой серии с повышенным содержанием железа (рис. 5, *б*). Эти вулканыты характеризуются преобладанием натрия над калием ( $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) < 0.1$ ) и относятся к натровой серии, при низком «толеитовом» содержании  $\text{K}_2\text{O} < 0.3$  %, им свойственны низкая глиноземистость ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11–13$  %) и ферротитановая специализация ( $2.5\% < \text{TiO}_2 < 3.5$  %,  $\text{FeOt} = 12–15$  %,  $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO}) = 0.7–0.8$ ). На дискриминантной диаграмме La/Yb–Th/Nb фигуративные точки вулканистов располагаются в поле MORB, на диаграмме Th–

\*Таблицу 1 см. на сайте журнала

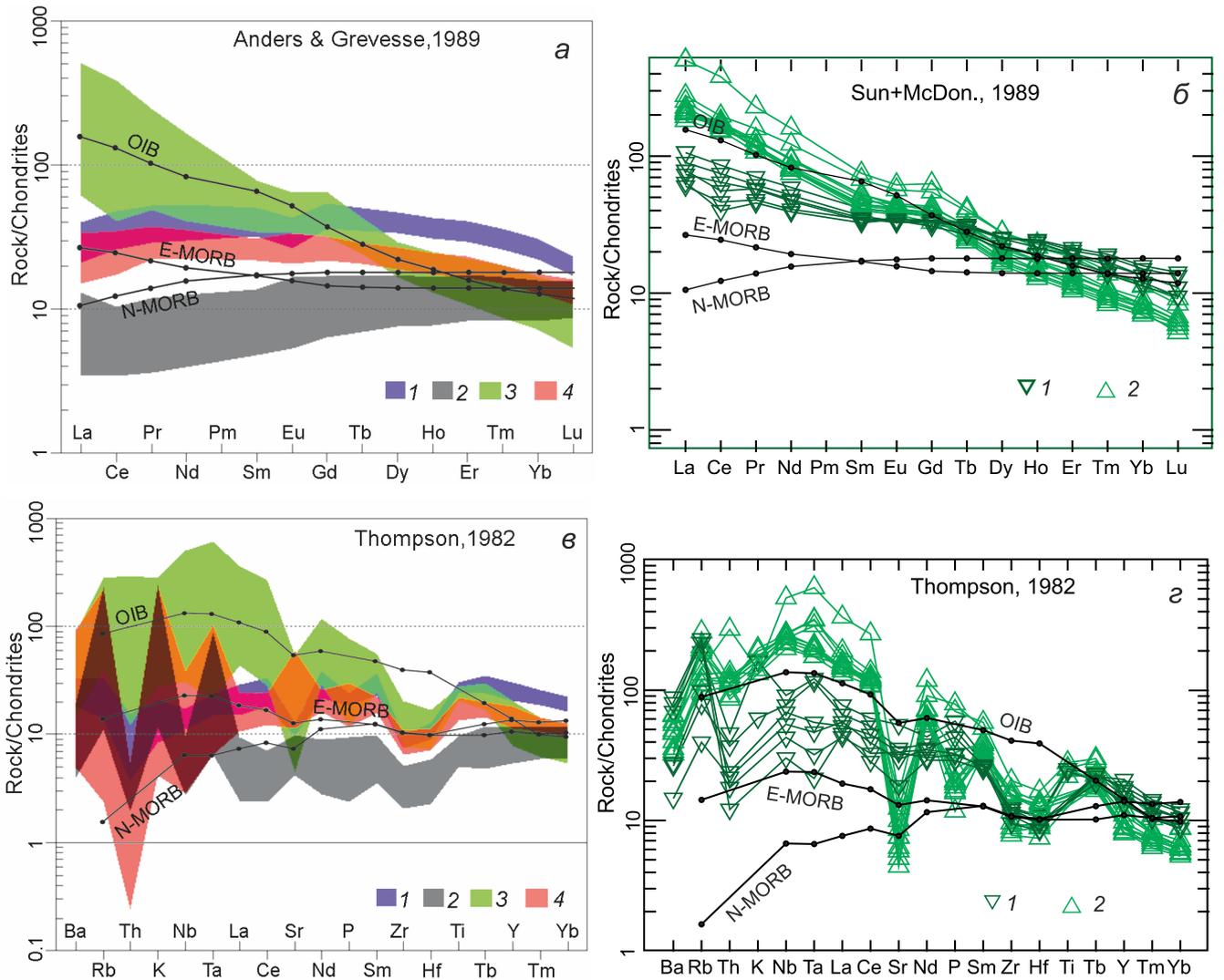


**Рис. 6.** Дискриминантные диаграммы  $La/Yb-Th/Yb$  [24],  $Th-Zr/117-Nb/16$  [36],  $Zr/4-2Nb-Y$  [28],  $Nb/Yb-Th/Yb$  [31]. CAB – известково-щелочные базальты вулканических дуг, IAT – толеиты островных дуг, WPT – внутриплитные толеиты, WPA – внутриплитные щелочные базальты, AI – внутриплитные щелочные базальты, AII – внутриплитные щелочные базальты и толеиты, B – E-MORB, C – внутриплитные толеиты и базальты океанических дуг, D – N-MORB. Условные обозначения см. рис. 5.

$Zr/117-Nb/16$  и на подобных диаграммах с использованием элементов Th, Ta, Hf, Zr, Nb – в поле E-MORB, на диаграмме  $Zr/4-2Nb-Y$  – в поле N-MORB (рис. 6). На спайдер-диаграммах, нормированных по хондриту, графики PЗЭ имеют выпуклую форму, похожую на график распределения для N-MORB, но с большей концентрацией PЗЭ и относительно небольшим Е-минимумом (рис. 7, а). На мультидиаграммах графики в целом располагаются близко к тренду E-MORB и имеют сложный характер с минимумами по Sr, Zr, Hf, Th и максимумами по Ba, Nd, Sm и тяжелых ред-

коземельных элементов (рис. 7, в). Геохимические типы источников, судя по соотношениям Th-Nb-Yb, соответствуют тренду эволюции мантийных магм и имеют промежуточный состав между N-MORB и E-MORB, но ближе к составу источников N-MORB (рис. 6, з).

**Вулканыты из среднеюрской берендинской толщи** ( $J_2br$ ) (пробы P1927) – зеленого, иногда бурого цвета, массивные или рассланцованные, микроскопически обычно афировые, сложены лейстами альбитизированного плагиоклаза, реже – моноклинного



**Рис. 7.** Спайдер-диаграммы хондрит-нормированного содержания: *а* – редкоземельных элементов, по [20], *б* – по [33], *в, г* – редких элементов, по [34].

*а, в* – 1 – вулканы  $T_2$  толщи, 2 –  $J_2$  br толщи, 3–4 –  $J_{2,3}$  kr толщи (3 – потоковые, 4 – из блоков микститов); *б, г* – потоковые вулканы  $J_{2,3}$  kr толщи: 1 – нижних потоков, 2 – верхних потоков.

пироксена, заключенными в криптозернистую основную массу с мелкими выделениями рудного минерала. Вторичные минералы – хлорит, эпидот, альбит, амфибол, по трещинам – кварц, серпентин. Вулканы представлены базальтами-трахиандезибазальтами, на TAS-диаграмме их фигуративные точки располагаются в пограничной области нормально-щелочных (известково-щелочных) и субщелочных пород (рис. 5, *а*), на треугольной диаграмме AFM соответствуют магнезиальным толеитам (рис. 5, *б*). Эти вулканы характеризуются преобладанием натрия над калием ( $K_2O / (K_2O + Na_2O) < 0.1, 0.6$ ) и относятся к натровой серии, хотя содержание натрия низкое ( $Na_2O = 2-3\%$ ), а калия нестабильно: от низкого «толеитового» в ба-

зальтах до высокого «шошонитового» в трахиандезибазальтах ( $K_2O = 0.17, 3-3.5\%$ ). Породы характеризуются преимущественно повышенными содержаниями  $FeOt = 10.5-15.5\%$  и  $MgO = 7-10\%$ , но пониженным содержанием  $TiO_2 = 0.5-1.5\%$ . На дискриминантной диаграмме  $La/Yb-Th/Nb$  фигуративные точки вулканитов из среднеюрской толщи располагаются в поле MORB, на диаграмме  $Th-Zr / 117-Nb / 16$  и на подобных диаграммах  $Th-Ta-Hf-Zr-Nb$ -системы – в переходной области от N-MORB к E-MORB, на диаграмме  $Zr/4-2Nb-Y$  – в поле N-MORB (рис. 6). Они характеризуются в целом низким содержанием редких и редкоземельных элементов (особенно базальты). На спайдер-диаграммах РЗЭ, нормированных по

хондриту, графики имеют положительный наклон с возрастанием содержания от легких к тяжелым элементам, подобно трендам базальтов типа N-MORB, и либо такие же, либо даже меньшие (в базальтах) содержания редкоземельных элементов (рис. 7, а). Такая же тенденция прослеживается и на мультидиаграмме редких элементов, но графики имеют сложный характер с явными максимумами Rb, K, Ta (рис. 7, в). Геохимические типы источников, судя по соотношениям Th-Nb-Yb, соответствуют тренду эволюции мантийных магм и имеют состав, близкий составу источников N-MORB (рис. 6, з).

**В крестовой толще** ( $J_{2,3}$  kr) средне-позднеюрского возраста (пробы P1908–1910, 1916–1919) вулканиты представлены как в стратифицированных отложениях в виде потоков, так и в обломочной части микститов. По петрогеохимическим характеристикам они имеют различия.

*Вулканиты из стратифицированных отложений* (пробы P1908–1910) серые, зеленовато-серые, плотные и рассланцованные, в шлифах – мелко-, тонко- и криптозернистые, афировые и микропорфировые. Микровкрапленники сложены альбитизированным плагиоклазом и амфиболитизированным моноклинным пироксеном. Основная масса криптозернистая, иногда волокнистого строения, сложена микролитами альбита, моноклинного пироксена, стеклом и рудным минералом. Вторичные минералы – альбит, хлорит, хлорит-пеннин, серицит, эпидот. Характерна рудная сыпь, в рассланцованных разновидностях рудный компонент концентрируется по сланцеватости, иногда в виде фьямме.

Вулканиты представлены трахиандезибазальтами (TAS-диаграмма, рис. 5, а), причем среди них есть разновидности, пограничные как с породами щелочной серии, так и, реже, с породами нормальной щелочности, на треугольной диаграмме AFM фигуративные точки располагаются преимущественно в области известково-щелочных пород (рис. 5, б). Содержание щелочей, и  $Na_2O$ , и  $K_2O$ , нестабильно, колеблется для всей выборки в широких пределах, причем  $K_2O$  – от низких значений, характерных для известково-щелочных пород, до шошонитовых, но не превышающих содержания  $Na_2O$ , поэтому все породы по соотношению калия и натрия относятся к натровой серии ( $K_2O/(K_2O+Na_2O)$  от  $< 0.1$  до  $0.8$ , преимущественно  $0.2–0.6$ ). Содержание  $TiO_2 = 2–3\%$ ,  $FeOt = 10.5–13\%$ ,  $MgO = 3–9\%$ ,  $FeOt/(FeOt + MgO) = 0.6–0.8$ ,  $Al_2O_3 = 13–16\%$ ,  $P_2O_5 < 0.2$  и  $0.3–0.6$ .

По содержаниям редких и редкоземельных элементов группа вулканитов из стратифицированных отложений делится на две подгруппы, фигуративные

точки которых на дискриминантных и спайдер-диаграммах формируют обособленные совокупности. Исследованные пробы вулканитов этих выделенных подгрупп представляют базальты потоков на разных бортах в устье ручья Прямого, левого притока р. Нилан: пробы P1908, P1909 (рис. 3, 4) – первая подгруппа (вулканиты верхних потоков на рис. 5–9), пробы P1910 (рис. 3) – вторая подгруппа (вулканиты нижних потоков на рис. 5–9). Непосредственное взаимоотношение этих потоков в разрезе не наблюдалось (точки располагаются в разных бортах ручья), но, учитывая ССВ падения слоев (рис. 3, 4), можно предположить, что потоки, сложенные вулканитами первой подгруппы располагаются выше по разрезу.

На дискриминантной диаграмме La/Yb–Th/Nb фигуративные точки вулканитов этой группы располагаются в поле океанических островов, причем вулканиты верхних потоков характеризуются большими значениями La/Yb отношений (рис. 6, а). На диаграмме Th–Zr/117–Nb/16 и подобных диаграммах Th-Ta–Hf–Zr–Nb-системы вулканиты соответствуют внутриплитным базальтам OIB, образуя обособленные совокупности (рис. 6, б). На диаграмме Zr/4–2Nb–Y вулканиты верхних потоков соответствуют внутриплитным щелочным базальтам, а фигуративные точки вулканитов нижних потоков располагаются в полях внутриплитных толеитовых базальтов и E-MORB (рис. 6, в). Геохимические типы источников, судя по соотношениям Th-Nb-Yb, соответствуют тренду эволюции мантийных магм и имеют составы от собственных E-MORB (вулканиты нижних потоков) до составов источников OIB различной степени обогащенности (меньшей – у вулканитов нижних потоков, большей – у вулканитов верхних потоков) (рис. 6, з).

Описываемые вулканиты потоков в стратифицированных разрезах характеризуются высоким содержанием редких и редкоземельных элементов, что хорошо видно на спайдер-диаграммах, нормированных по хондриту (рис. 7). Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ сходны с распределением РЗЭ в OIB, причем эталонное распределение занимает центральное положение в поле описываемых вулканитов (рис. 7, а). На мультидиаграммах графики демонстрируют отчетливо проявленные Ta-Nb-максимумы, минимумы – по Sr, Zr, Hf, Yb, приближающиеся к графикам MORB (рис. 7, в).

Выделенные в этой группе вулканиты двух подгрупп характеризуются разной степенью обогащенности, при том что в целом характер распределения редких и редкоземельных элементов сходен (рис. 7, б, з). Вулканиты верхних потоков (пробы P1908–1909) характеризуются более высоким содержанием ред-

коземельных и редких элементов – их тренды на спайдер-диаграммах располагаются выше эталонного тренда OIB и имеют более крутой наклон, а на мультидиаграммах редких элементов максимально проявлены Ta-Nb-максимумы и минимумы по Sr, Y, Yb. Вулканы нижних потоков (пробы P1910) меньше содержат редких и редкоземельных элементов, их тренды на спайдер-диаграммах располагаются ниже эталонного тренда OIB и имеют менее крутой наклон, Ta-Nb максимум выражен слабее (рис. 7, б, г).

Такой характер соотношения распределений редких и редкоземельных элементов коррелируется с картиной на дискриминантных диаграммах, где фигуративные точки этих подгрупп формируют обособленные совокупности внутри полей океанических базальтов. Так совокупность точек вулканитов верхних потоков на диаграмме La/Yb–Th/Nb, хотя все вулканиты соответствуют базальтам океанических островов, смещена в область более высоких La/Yb отношений (рис. 6, а), что находится в соответствии со спайдер-диаграммой P3Э, а на диаграмме Zr/4–2Nb–Y эти вулканиты диагностируются как внутриплитные щелочные базальты (рис. 6, в), что коррелируется с четко проявленными Nb-максимумами на спайдер-диаграммах P3Э (рис. 7, г), в отличие от базальтов нижних потоков с меньшими содержаниями Nb (рис. 7, г), составы которых соответствуют толеитовым внутриплитным базальтам и E-MORB (рис. 6, в). Фигуративные точки этих подгрупп вулканитов на диаграмме диагностики мантийных источников также формируют поля по обе стороны от эталонного состава источника OIB, что говорит о большей степени обогащенности источников вулканитов верхних потоков (рис. 6, г). Таким образом, в петрохимическом смысле намечается обогащение источников и производных вулканитов во времени.

*Вулканы из блоков микститов* (пробы P1916–1919) представлены массивными лавами, иногда с подушечной отдельностью и пористостью, гиалокластитами. Микроскопически лавы афировые, характеризуются спилитовой структурой, сложены веерообразно или беспорядочно ориентированными лейстами и микролитами альбитизированного плагиоклаза и моноклинного пироксена в криптозернистой основной массе. Вторичные минералы – альбит, серицит, хлорит, хлорит-пеннин, боулингит, эпидот, имеют место кварц-серицитовые, серицит-кальцит-хлоритовые прожилки. Рудный (титаномагнетит) образует сыпь или скопления на отдельных участках и по трещинам. В подушечных разновидностях и гиалокластитах рудного много и он представлен так-

же гематитом, образующим отдельные кристаллы и скопления по тонким трещинам. Вулканы иногда рассланцованы, вплоть до зеркал скольжения с серпентинизацией.

Петрохимически вулканиты представлены трахиандезибазальтами с содержанием  $50\% < \text{SiO}_2 < 56\%$  при щелочности, пограничной для субщелочных и щелочных пород (рис. 5, а). На треугольной диаграмме AFM фигуративные точки располагаются преимущественно в области известково-щелочных пород (рис. 5, б). Содержание щелочей нестабильно:  $3.5\% < \text{Na}_2\text{O} < 10\%$ , содержание  $\text{K}_2\text{O}$  изменяется от толеитовых (преобладают  $< 1\%$ ) до шошонитовых (в одном из гиалокластитовых потоков (т. P1919), но при этом не превышает содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) < 0.5$ ), что позволяет отнести вулканиты к натровой серии. Так же нестабильно содержание и других петрогенных элементов, которое изменяется в широких пределах:  $11.5 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 16.5$ ,  $9\% < \text{FeOt} < 14.5\%$ ,  $2\% < \text{MgO} < 11\%$ ,  $0.0 < \text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO}) < 0.85$ . Стабильно содержание титана ( $1.5 < \text{TiO}_2 < 2.5$ ) и фосфора ( $0.1 < \text{P}_2\text{O}_5 < 0.2$ ).

На дискриминантной диаграмме La/Yb–Th/Nb фигуративные точки этой группы вулканитов преимущественно располагаются в поле MORB, на диаграмме Th–Zr /117–Nb /16 и на подобных диаграммах Th–Ta–Hf–Zr–Nb-системы, а также на диаграмме Zr/4–2Nb–Y – в поле N-MORB (рис. 6). Спайдер-диаграммы P3Э по содержанию соответствуют базальтам типа E-MORB, но распределение элементов более похоже на таковое в N-MORB и характеризуется выпуклым видом графиков (рис. 7, а). Мультидиаграммы редких элементов имеют максимумы по Ba, Rb, минимумы по Th и Zr, Hf (рис. 7, в). Геохимические типы источников, судя по соотношениям Th–Nb–Yb (рис. 6, г), соответствуют тренду эволюции мантийных магм и имеют составы, близкие таковым источникам N-MORB.

Подводя итог, можно заключить следующее. Все исследуемые вулканиты относятся преимущественно к субщелочным породам, причем на TAS-диаграмме фигуративные точки сосредотачиваются в приграничных областях с нормально-щелочными (триасовых и среднеюрских толщ) и щелочными (средне-позднеюрских толщ) породами, характеризуются преобладанием натрия над калием и относятся к натровой серии. Вулканы представлены трахиандезибазальтами, реже трахиандезитами с тефритовой тенденцией (рис. 5, а). Породы характеризуются нестабильным содержанием петрогенных элементов, что может объясняться неравномерным характером

преобразований, прожилкованием по трещинам и рассланцеванием толщ, иногда вплоть до состояния зеленых сланцев. Но при этом потери при прокаливании невелики (табл. 1), особенно учитывая характер вторичных преобразований, и имеют лишь с  $\text{SiO}_2$  вполне закономерную значимую отрицательную корреляцию ( $r_k = -0.48$ , что существенно выше значения 95 % вероятности  $-0.31$ ).

Все вулканиты имеют океаническое происхождение, формировались в геодинамических условиях срединно-океанических хребтов ( $T$ ,  $J_2$  толщи) и внутриплитных океанических островов ( $J_{2,3}$  толщи) из в различной степени обогащенных плюмовых мантийных источников. Причем наблюдается постепенное обогащение вулканитов юрских толщ с омоложением в ряду: N-MORB ( $J_2$ ) – E-MORB (микститы  $J_{2,3}$ ) – OIB слабообогащенные (нижние потоки  $J_{2,3}$ ) – OIB обогащенные (верхние потоки  $J_{2,3}$ ). На спайдер-диаграммах график базальтов триасовой толщи сходен с графиком базальтов из блоков микститовой толщи  $J_{2,3}$  и встраивается в тенденцию обогащения вулканитов юрских толщ. Петрогеохимическая близость этих вулканитов намечается и по дискриминантным диаграммам, что наводит на мысль об их общности, возможно и одно-возрастности.

#### ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВУЛКАНИТОВ

Для определения петромагнитных и палеомагнитных характеристик вулканитов были проведены исследования по изучению величин начальной магнитной восприимчивости, гистерезисных параметров и остаточной намагниченности в процессе магнитных чисток. Надежность петро- и палеомагнитных результатов обеспечивалась качественным отбором образцов горных пород и применением стандартных и апробированных за многие годы методик измерений [17, 18 и др.]

Величины начальной магнитной восприимчивости и её анизотропии измерялись на каппамостве MFK-1FA. Определение гистерезисных параметров (коэрцитивной силы ( $H_c$ ), остаточной коэрцитивной силы ( $H_{cr}$ ), намагниченности насыщения ( $J_s$ ), остаточной намагниченности насыщения ( $J_{rs}$ )) выполнялось на ряде представительных образцов из каждой точки отбора на оборудовании ИГП-1. Измерение остаточной намагниченности в процессе терромагнитной чистки выполнялись на спин-магнитометре JR-6A, при чистке переменным магнитным полем – на криогенном магнитометре 2G Enterprises. Все вышперечисленные исследования были выполнены на базе ХИАЦ Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН.

### Петромагнитные исследования

#### Гистерезисные параметры

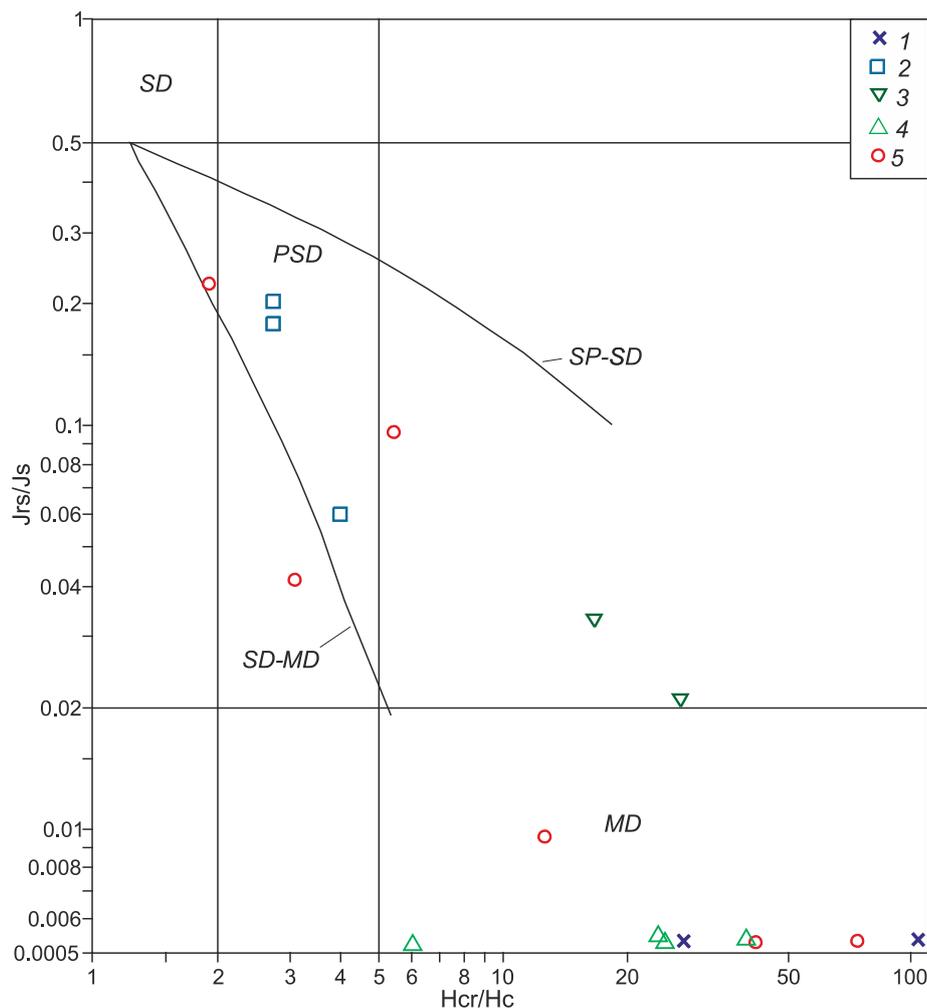
Результаты измерения главных характеристик петли гистерезиса изученных образцов вулканитов представлены на рис. 8.

В поле с многодоменной структурой (поле «MD» на рис. 8) магнитных минералов попадают все изученные образцы вулканитов из среднетриасовой (?) толщи ( $T_2^?ek-sl$ ), а также образцы вулканитов верхних потоков из крестовой толщи средне-позднеюрского возраста ( $J_{2,3} kr$ ), что говорит о соответствующей доменной структуре магнитных минералов. Потоковые вулканиты нижних потоков на диаграмме ложатся в поле суперпарамагнитных частиц (SP) (рис. 8), что свидетельствует о присутствии гематита в качестве одного из носителей намагниченности в породе. Магнитные минералы вулканитов из среднеюрской берендинской толщи ( $J_2 br$ ) представлены смесью магнитных частиц с однодоменной и многодоменной структурами, о чем свидетельствует расположение фигуративных точек рядом с кривой SD-MD (рис. 8). Аналогичное распределение гистерезисных параметров имеет часть образцов из микститов крестовой толщи; остальные образцы из микститов обладают только многодоменной структурой магнитных минералов.

#### *Естественная остаточная намагниченность, начальная магнитная восприимчивость, отношение Кёнигсбергера*

Величины начальной магнитной восприимчивости ( $k_m$ ) и естественной остаточной намагниченности (ЕОН) изученных образцов базальтов находятся в пределах от  $1.09E-04$  до  $2.52E-02$  ед. СИ и от  $1.4E-04$  до  $1.628$  А/м, соответственно (рис. 9).

Большинство изученных образцов вулканитов имеет небольшой диапазон изменения величины начальной магнитной восприимчивости (от  $1.1E-03$  до  $3.46E-04$  ед. СИ) при широком интервале изменения величин ЕОН (от  $3.35E-04$  до  $0.88E-01$  А/м), что может свидетельствовать о различных скоростях остывания изученных образцов вулканитов. При этом вулканиты нижних потоков крестовой толщи имеют более высокие значения ЕОН по сравнению с такими из верхних потоков (рис. 9). Часть образцов микститов крестовой толщи (образцы, отнесенные к подушечным лавам) имеют самые высокие значения  $k_m$  и ЕОН ( $4.25E-03$  –  $2.52E-02$  ед. СИ и  $1.62E-01$  –  $1.628$  А/м, соответственно) (рис. 9). Большинство из всех изученных образцов (70 %) имеет отношение Кёнигсбергера ( $Q_n$ ) меньше 1 (рис. 9).



**Рис. 8.** Диаграмма распределения гистерезисных параметров изученных пород, по [21, 22].

Вулканисты: 1 – толщи Т<sub>2</sub>-возраста, 2 – берендинской толщи J<sub>2</sub>br, 3–5 – крестовой толщи J<sub>2-3</sub>kr (3–4 – потоковые: 3 – нижних потоков, 4 – верхних потоков, 5 – из блоков микститов).

### **Анизотропия начальной магнитной восприимчивости**

Анизотропия начальной магнитной восприимчивости (АМВ) вулканитов среднетриасовой (?) толщи имеет плоскостной тип (поле «П» на рис. 10). Величина АМВ ( $k_{\max}/k_{\min}$ ) не превышает 10 %. В стратиграфической системе координат минимальная ось эллипсоида АМВ принимает вертикальное (субвертикальное) направление (рис. 10, а), что может свидетельствовать о связи формы анизотропии с формой геологического тела (палеопотока).

Аналогичное утверждение справедливо и для вулканитов средне-верхнеюрской крестовой толщи. При этом величина анизотропии у потоковых базальтов крестовой толщи достигает 17 % и имеет плоскостной тип, а вулканиты из микститов обладают как плоскостным, так и линейным типом анизотропии при величине последней, не превышающей 12 %.

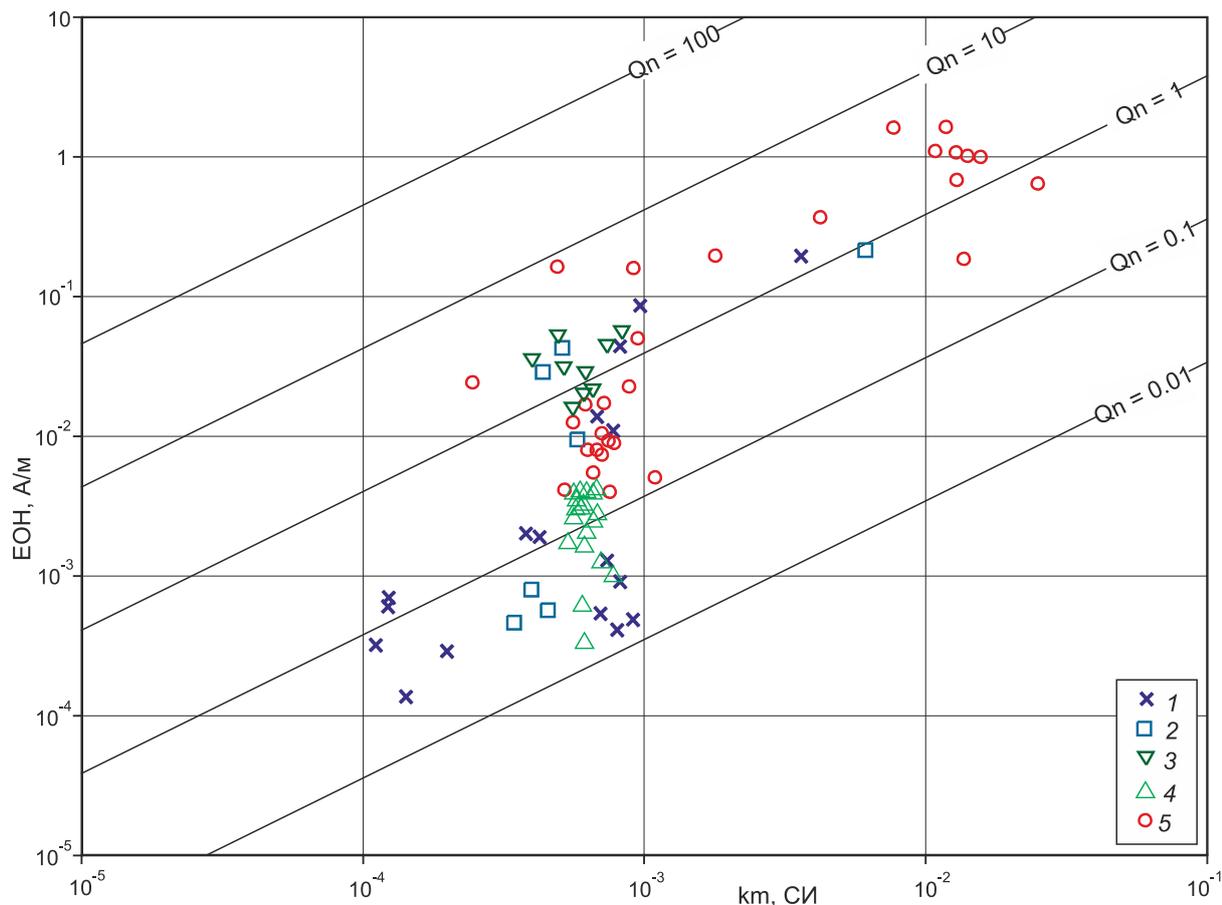
Важно отметить, что направления осей эллипсоида АМВ вулканитов из средне-позднеюрской и среднетриасовой (?) толщ совпадают между собой

(рис. 10, а, в, г), что говорит о схожем направлении течения палеопотоков изученных вулканитов. Однако нами не исключается возможность развития такой анизотропии и в результате тектонизации вулканитов (рис. 4, г).

Направления осей эллипсоида анизотропии вулканитов из среднеюрской берендинской толщи отличается от описанных выше толщ, а величина АМВ многим меньше и не превышает 3 % (рис. 10, б). При этом изученные базальты берендинской толщи имеют линейный тип АМВ.

### **Палеомагнитные исследования**

Магнитная чистка изученных образцов вулканитов юрского возраста проводилась двумя методами: температурой (Т-чистка) и переменным магнитным полем (Н-чистка). Для образцов вулканитов из среднетриасовой (?) толщи применялась только Т-чистка. Носитель намагниченности в изученных вулканитах, по всей вероятности, – титаномагнетит. Часть образцов из точки отбора Р1910 в качестве минерала-носителя намагниченности также содержит гематит



**Рис. 9.** Билогарифмическая диаграмма распределения петромагнитных параметров изученных пород. Условные обозначения см. на рис. 8.

(рис. 11, в), что также подтверждается петромагнитными исследованиями (рис. 8). Компоненты намагниченности, носителями которых являются титаномагнетит и гематит, имеют схожие между собой направления.

В изученных образцах вулканитов из среднеюрской берендинской тощи ( $J_2br$ ) в ходе проведения магнитных чисток стабильный палеомагнитный сигнал не установлен.

Изученные образцы вулканитов из средне-верхнеюрской крестовой толщи ( $J_{2-3kr}$ ) (точки отбора P1908, P1909, P1910) имеют, как правило, двухкомпонентный состав намагниченности. Высокотемпературная (НТ) и высококоэрцитивная (НС) компоненты намагниченности выделяются методом компонентного анализа в диапазонах температур 450–565 °С и переменного магнитного поля 20–40 мТ, на ортогональных диаграммах «идут» в начало координат и имеют схожее между собой направление (рис. 11, а, з, рис. 12, а, табл. 2). Таким образом, выделенную компоненту намагниченности можно считать характери-

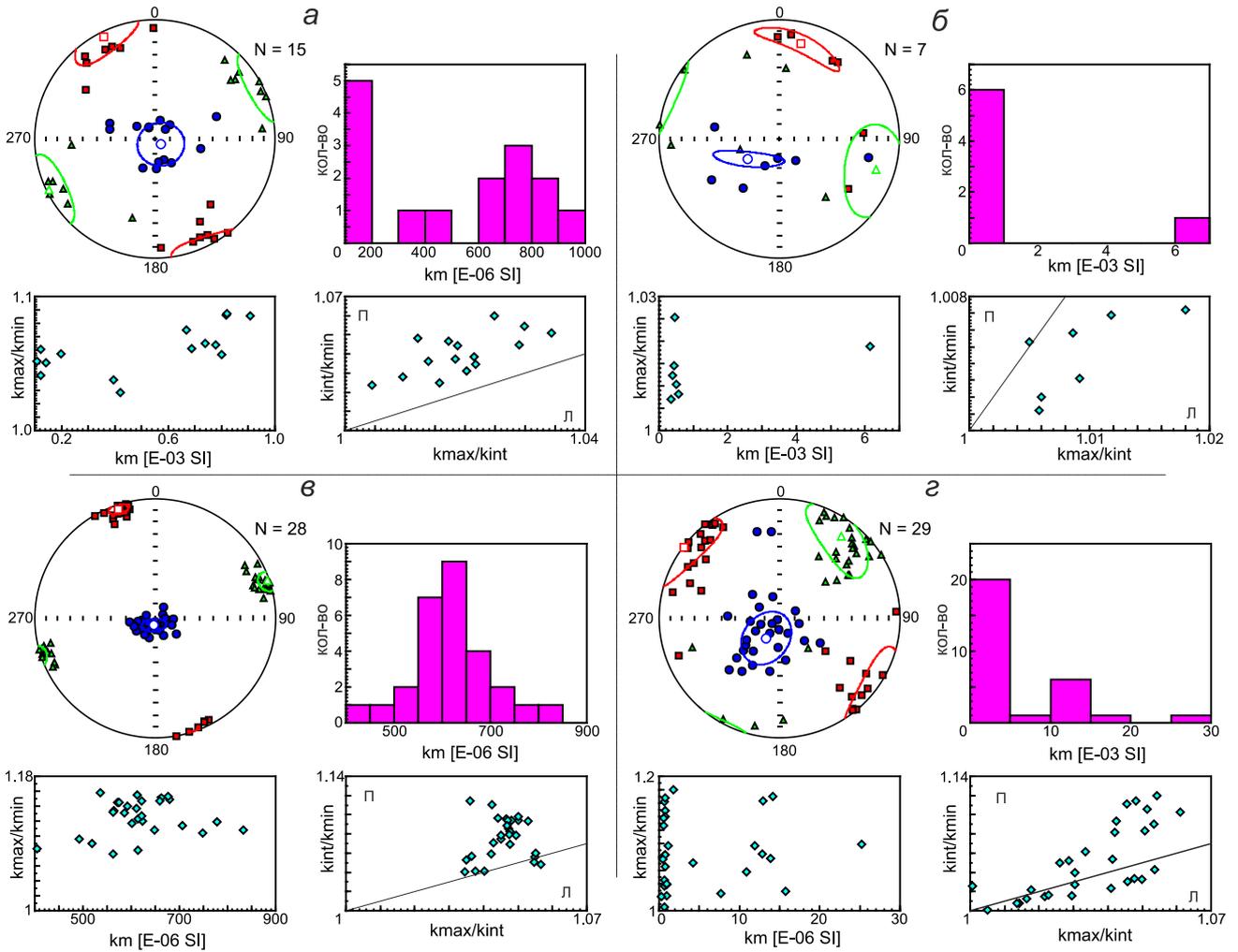
стической (ChRM) для вулканитов средне-верхнеюрской крестовой толщи.

В образцах вулканитов из среднетриасовой (?) толщи высокотемпературная компонента намагниченности (НТ) выделяется в интервале 400–500 °С методом кругов перемагничивания (рис. 11, б, рис. 12, б, табл. 2).

Тест складки показал, что кучность характеристической компоненты естественной остаточной намагниченности существенно выше в стратиграфической системе координат по сравнению с современной системой ( $K_s/K_g = 4.2$ ). На графиках ступенчатого распрямления складки (рис. 12, в) видно, что максимум  $K_s/K_g$  приходится примерно на 80 %. Вполне возможно, что мы имеем дело с синскладчатой компонентой, но весьма близкой по времени к доскладчатой.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

При неустановленном возрасте и положении в стратиграфии океанической плиты в пользу возмож-



Стратиграфическая система координат. Равноплощадная проекция. Полуоси эллипсоида анизотропии начальной магнитной восприимчивости:

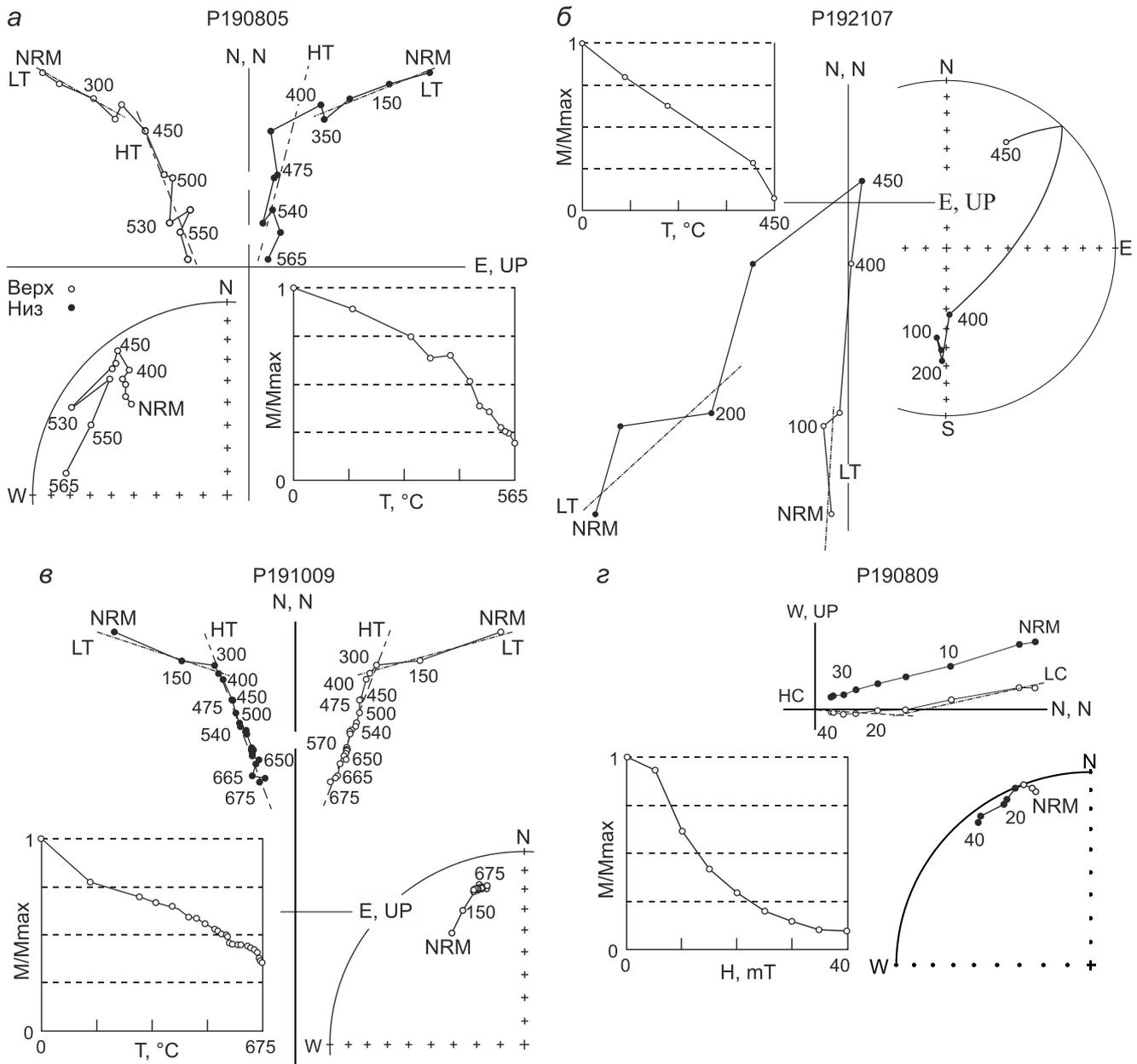
■ – максимальная (kmax), ▲ – средняя (kint), ● – минимальная (kmin).

**Рис. 10.** Параметры анизотропии начальной магнитной восприимчивости изученных базальтов толщи T<sub>2</sub>-возраста (а), J<sub>2</sub>br толщи (б), J<sub>2-3</sub>kr толщи (в – потоковые, г – из блоков микститов).

**Таблица 2.** Результаты палеомагнитных исследований.

Сайт	Толща	φ, °	λ, °	N1	N2	Залегание слоя, °	Dec <sub>g</sub> , °	Inc <sub>g</sub> , °	K	a95, °	Dec <sub>s</sub> , °	Inc <sub>s</sub> , °	
P19/08		51.97	135.58	15	13	0	68	314.7	51.3	22.2	9	333.4	-6.6
P19/09	J2-3kr	51.97	135.58	10	8	0	68	322.6	58.7	21.9	12.1	341.5	-3.6
P19/10		51.97	135.60	20	16	355	60	337.9	54.5	44.3	5.6	345.3	-3.4
P19/21	T2?ek-sl	51.98	135.41	17	16	182	70	128.9	82.3	4.9	18.6	355.6	-15.2
Среднее направление ChRM по сайтам (N = 4)								326.1	65.7	14	25.5		
										58.2	12.1	343.9	-7.3
Координаты палеомагнитного полюса							Plat = 29.1 (-29.1)°; Plong = 349.3 (169.3)°; dm = 12.2 dp = 6.1						
Палеоширота							-3.7° (+5.1°/-6.3°)						

*Примечание.* φ, λ – координаты (широта и долгота) точки отбора (сайта); N1 – количество образцов в сайте; N2 – количество образцов, в которых установлена ChRM; Dec, Inc – склонение и наклонение ChRM в географической (g) и стратиграфической (s) системах координат; K – кучность распределения ChRM; a95 – овал доверия 95 % ChRM; Plat, Plong – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp; dm – полуоси овала доверия 95 % палеомагнитного полюса. Координаты палеомагнитного полюса определялись с учетом величины магнитного склонения в месте отбора проб – 13°W.

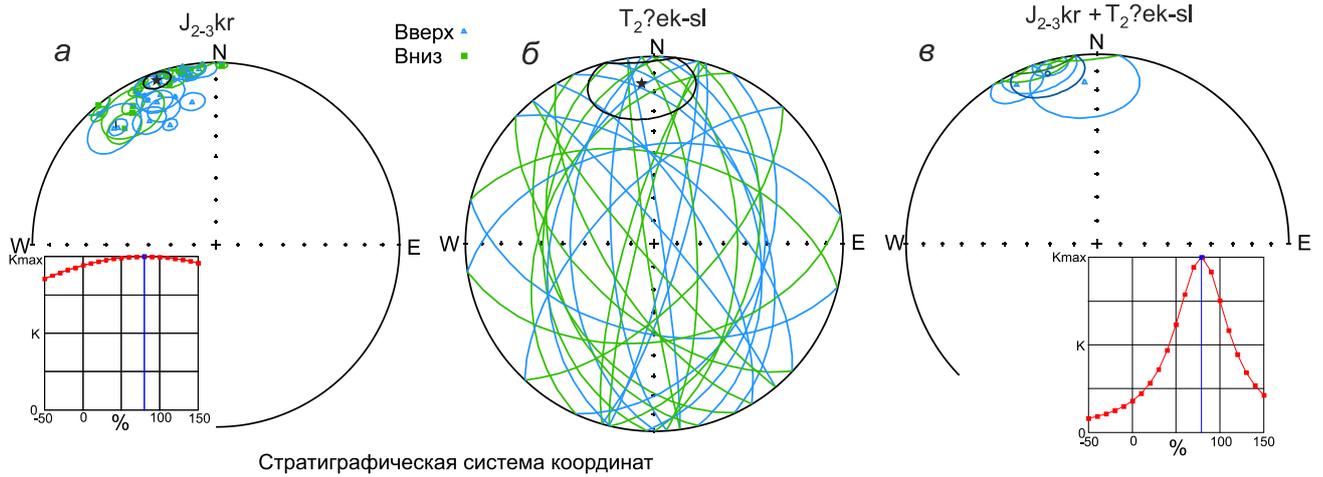


**Рис. 11.** Примеры ортогональных диаграмм (в стратиграфической системе координат) образцов вулканитов из юрских (а, в, г) и триасовых (б) толщ при проведении Т- (а-в) и Н-чисток (г).

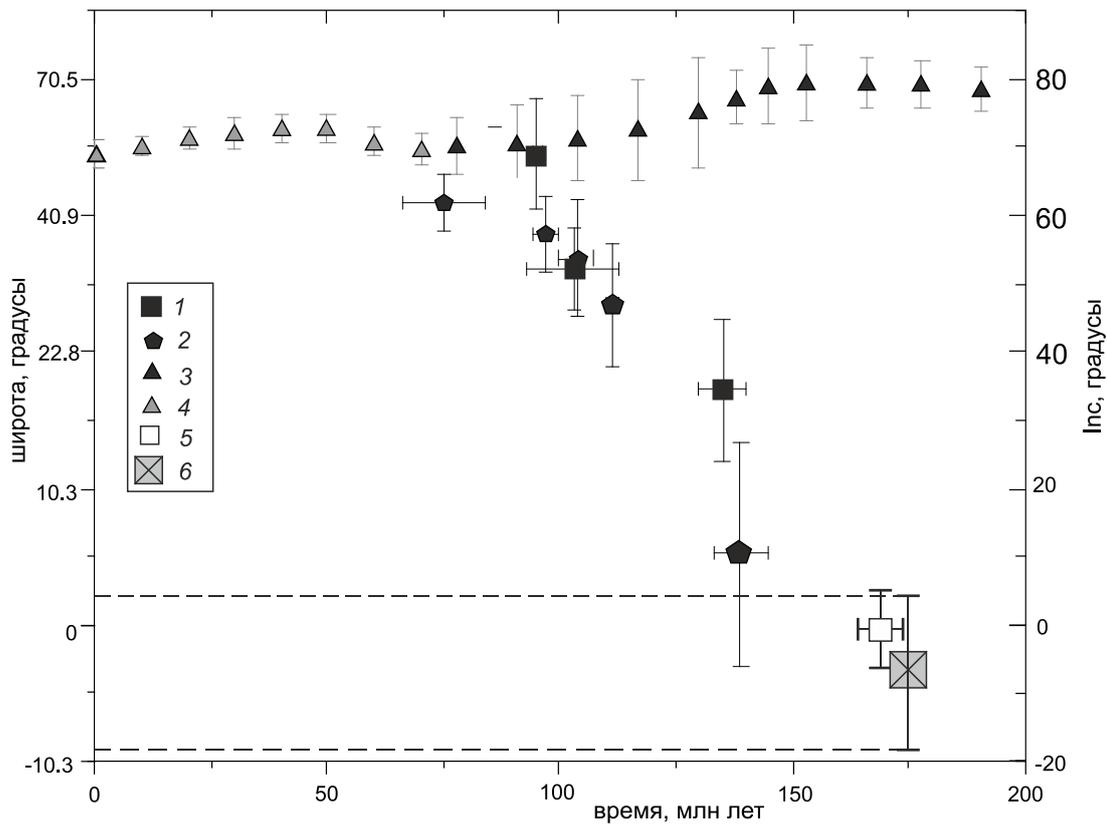
ной одновозрастности вулканитов из изученных толщ ( $J_{2.3}$ kr и  $T_2^?ek-sl$ ) свидетельствуют петромагнитные данные: одинаковые направления полуосей эллипсоида анизотропии начальной магнитной восприимчивости и вертикальное положение минимальных полуосей (рис. 10) отражают, по всей вероятности, близкие направления течения палеопотоков вулканитов из разных толщ. Также наблюдается сходство их характеристик и на спайдер-диаграммах (рис. 7). При допущении одновозрастности, палеомагнитная запись в вулканитах из толщ  $J_{2.3}$ kr и  $T_2^?ek-sl$  должна

совпадать в древней системе координат (с учетом поправки за залегание пород), что мы и наблюдаем: кучность распределения характеристических компонент намагниченности вулканитов из  $J_{2.3}$ kr и  $T_2^?ek-sl$  толщ в древней (стратиграфической) системе координат существенно (в 4 раза) возрастает (положительный тест складки) (рис. 12, в, табл. 2). Однако мы не исключаем и более сложный вариант формирования на близких палеоширотах разновозрастных базальтов.

Переходя к вопросу о тектонической позиции Ниланского террейна в системах МООП и САОП важ-

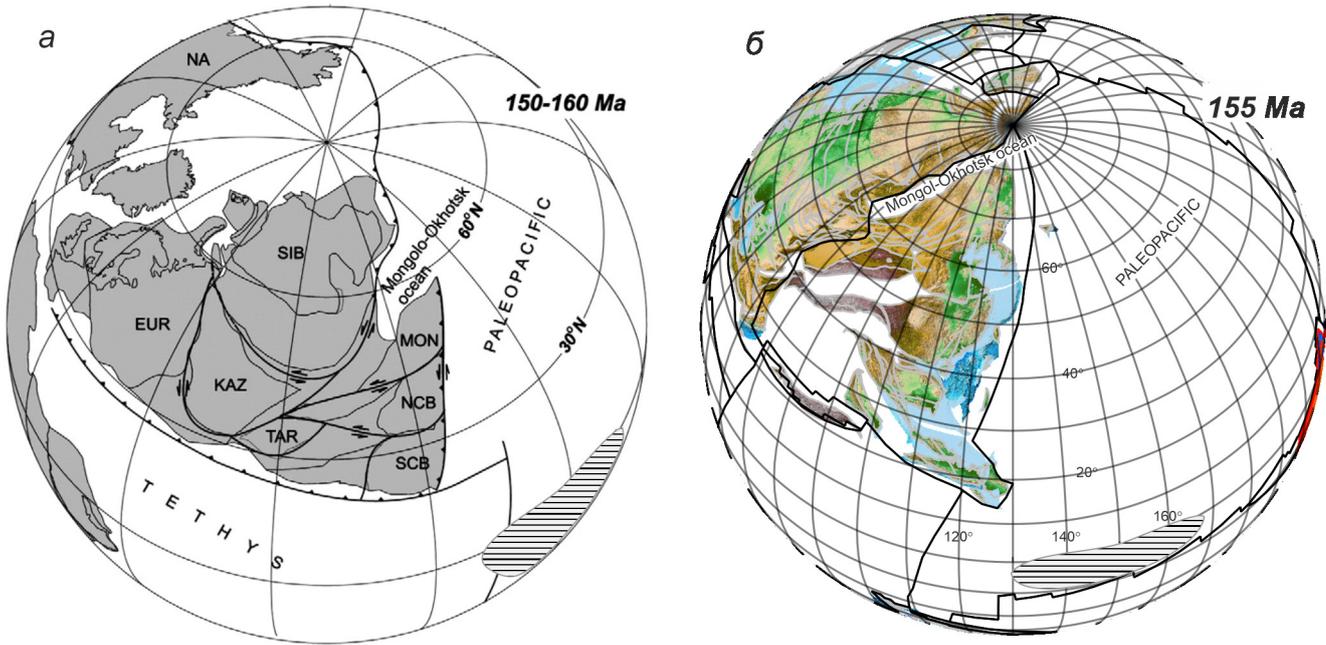


**Рис. 12.** Распределения проекций направлений характеристической компоненты намагниченности (ChRM) в изученных вулканитах (*а* –  $J_{2-3}kr$ , *б* –  $T_2?ek-sl$ , *в* –  $J_{2-3}kr + T_2?ek-sl$ ) и зависимость кучности распределения ChRM от величины распрямления складки в %. Звездочками показаны средние направления ChRM.



**Рис. 13.** Сопоставление палеоширот формирования базальтов Ниланского террейна с палеоширотным положением Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса и Евразийского континента для интервала 0–200 млн лет.

1, 2, – палеошироты формирования пород Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса: (1) – по [8]; (2) – по [19]; 3, 4 – палеоширота Евразийского континента: (3) – по [7]; (4) – по [35]; 5 – палеоширота формирования среднеюрских осадочных пород эльгонской свиты Ульбанского террейна – по [16]; 6 – палеоширота формирования вулканитов Ниланского террейна (настоящая работа).



**Рис. 14.** Палеошироты формирования изученных вулканитов (показаны штриховкой) на схематической реконструкции позднеюрского Монголо-Охотского океана по [29] (а) и [30] (б).

SIB – Сибирь, EUR – Европа, KAZ – Казахстан, NA – С. Америка, NSB – Северокитайский блок, SCB – Южнокитайский блок, TAR – Тарим, MON – Монголия.

но отметить, что координаты палеомагнитного полюса и палеошироты (рис. 13) вулканитов Ниланского террейна в юрское время (табл. 2) близки к таковым для среднеюрских обломочных отложений Ульбанского террейна ( $Plat = 34.3 (-34.3)^\circ$ ;  $Plong = 341.2 (161.2)^\circ$ ) [16].

Существует несколько моделей формирования МООП, основные различия которых заключаются в конфигурации и времени окончательного закрытия Монголо-Охотского палеоокеана [4, 10, 15, 23, 27]. Однако все модели имеют сходные представления о палеоширотах расположения Монголо-Охотского палеоокеана в первой половине юрского времени, которые лежат в пределах от  $\sim 50^\circ$  с.ш. до  $\sim 70^\circ$  с.ш. Напротив, для различных пород террейнов, входящих в состав Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и примыкающей к нему Сахалинской островодужной системы, за редким исключением, свойственны более низкие палеошироты формирования: от  $0-5^\circ$  с.ш. до  $35-50^\circ$  с.ш [1, 6, 16, 19 и др.]. При этом, породы более древних террейнов САОП образовывались, как правило, на более низких широтах (рис. 13).

Полученные в настоящей работе палеомагнитные данные по вулканитам Ниланского террейна свидетельствуют в пользу того, что изученные нами океанические вулканиты формировались в приэквато-

риальных широтах ( $-3.7^\circ \pm 5.1^\circ / -6.3^\circ$ ), далеко за пределами палеоширот, предполагаемых для Монголо-Охотского океана (рис. 14).

Следует обратить внимание на вопрос определения полярности полученного палеомагнитного полюса. В настоящее время имеющихся данных недостаточно для решения данного вопроса. Полученное нами направление характеристической намагниченности может иметь как прямую, так и обратную полярности. Однако для решения магнитотектонической задачи это, полагаем, не столь принципиально, так как полученные значения палеоширот близки к экваториальным. Задача по определению полярности может быть решена путем привлечения новых палеомагнитных данных по другим объектам Ниланского и Ульбанского террейнов.

На закрытие Монголо-Охотского океана на рубеже ранней и средней юры указывает отсутствие детритовых цирконов моложе 171 млн лет в осадочных породах восточного звена МООП [9, 32, 37]. Такая эволюционная модель исключает отнесение Ниланского средне-позднеюрского аккреционного комплекса к МООП, хотя в других моделях (рис. 14) предполагается более позднее закрытие океана на рубеже юры и мела или в раннем мелу [23, 30].

## ВЫВОДЫ

В результате проведенного нами исследования мы пришли к нижеследующим заключениям.

1. Сложнодислоцированные мезозойские отложения Ниланского террейна являются фрагментами средне-позднеюрского аккреционного комплекса с различной концентрацией более древних океанических пород и полностью разрушенной стратиграфией океанической плиты.

2. Все изученные нами вулканы, залегающие среди юрских и триасовых(?) отложений Ниланского террейна, относятся преимущественно к субщелочным породам. На TAS-диаграмме фигуративные точки анализов расположены вдоль приграничных областей с нормально-щелочными (в триасовых и среднеюрской толщах) и щелочными (в средне-позднеюрских образованиях) породами.

3. Согласно петрогеохимическим генетическим диаграммам изученные нами вулканы имеют океаническое происхождение, формировались в геодинамических условиях срединно-океанических хребтов (для  $T_2(?)$ ,  $J_2$  толщ) и внутриплитных океанических островов (для  $J_{2,3}$  толщи). На спайдер-диаграммах наблюдается сходство графиков базальтов из триасовых толщ и базальтов из блоков юрской микститовой толщи  $J_{2,3}$ .

4. Направления осей эллипсоида АМВ вулканитов из крестовой средне-позднеюрской и среднетриасовой (?) толщ совпадают между собой, что, по всей вероятности, говорит о близком направлении течений палеопотоков изученных вулканитов.

5. Направление древней компоненты намагниченности в изученных вулканитах крестовой средне-позднеюрской и среднетриасовой (?) толщ совпадают между собой в древней (стратиграфической) системе координат (положительный тест складки), что может свидетельствовать об одновозрастности этих пород.

6. Изученные вулканы Ниланского террейна формировались в приэкваториальных ( $-3.7^\circ$   $+5.1^\circ$   $-6.3^\circ$ ) широтах, далеко за пределами палеоширот Монголо-Охотского палеоокеана. После формирования вулканы испытали дрейф в северном направлении вдоль континентальной окраины Азии более чем на 5000 км до своего современного положения.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность и благодарность А.И. Ханчуку за обсуждение представленного материала и рекомендации по его улучшению, рецензентам К.М. Константинову, Ю.А. Мартынову и А.А. Сорокину, чьи замечания и предложения способствовали повышению качества настоящей рабо-

ты. Помощь в оформлении текста рукописи оказала Е.Ю. Диденко, за что авторы ей благодарны.

Исследование поддержано Российско-Японской программой научного сотрудничества между РФФИ (грант №21-55-50001) и JSPS (грант №120214804). Базовое финансирование – за счет субсидий на выполнение госзаданий ИТиГ ДВО РАН (темы НИР № 121021000095-1) и ГИН РАН (тема НИР № FMMG-2023-0010).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипов М.В., Войнова И.П., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Ото Ш., Нагата М., Голозубов В.В., Диденко А.Н. Сравнительный анализ апт-альбских пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов: геохимия, геохронология и палеомагнетизм // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 58–83. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-3-50-75.
2. Буханченко А.И., Григорьев В.Б., Иванов А.П., Романов Б.И., Шварев М.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Лист М-53-IV (Березовый). Издание второе. Серия Комсомольская: Объясн. зап. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 213 с.
3. Буханченко А.И., Григорьев В.Б., Иванов А.П., Романов Б.И., Шварев М.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Лист N-53-XXXIV (Бриаган). Издание второе. Серия Тугурская: Объясн. зап. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 198 с.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с. + цв. карта.
5. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
6. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 1. С. 20–40.
7. Диденко А.Н. Анализ мезозойско-кайнозойских палеомагнитных полюсов и траектория кажущейся миграции полюса Сибири // Физика Земли. 2015. № 5. С. 65–79.
8. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Архипов М.В. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника северного Сихотэ-Алиня // Физика Земли. 2017. № 5. С. 121–138.
9. Заика В.А., Кадашников А.Ю., Сорокин А.А. Новый взгляд на стратиграфию Селемджинского и Токурского террейнов Монголо-Охотского пояса: результаты U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd изотопных исследований // Тихоокеан. геология. 2022. Т. 41, № 4. С. 23–40.
10. Зоненшайн Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР / Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, Л.М. Натапов. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.; Т. 2. 334 с.
11. Зябрев С.В., Шевелёв Е.К. Аккреция Анюйской зоны, тектоническая зональность и развитие Самаркинского аккреционного комплекса: детализация сценария эволюции Сихотэ-Алинского сегмента Восточноазиатской континентальной окраины // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 6. С. 47–68. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-6-47-68.

12. Зябрев С.В., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Каретников А.С., Диденко А.Н. Среднеюрские турбидиты эльгонской свиты Ульбанского террейна: седиментологические особенности и направления палеопотоков // Тихоокеан. геология. 2022. Т. 41, № 6. С. 65–74.  
DOI: 10.30911/0207-4028-2022-41-6-65-74.
13. Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса // Тр. Геологического ин-та АН СССР. Вып. 79. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.
14. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сuture на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84–97.
15. Парфенов Л.М., Берзин А.Н., Ханчук А.И., Бадарч Г., Бличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
16. Песков А.Ю., Кудымов А.В., Зябрев С.В., Каретников А.С., Архипов М.В., Тихомирова А.И., Диденко А.Н. Палеомагнетизм среднеюрских осадочных пород эльгонской свиты Ульбанского террейна // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 3. С. 3–15.
17. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеозойский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
18. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комисарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
19. Abrajevitch A., Zyabrev S., Didenko A.N., Kodama K. Paleomagnetism of the West Sakhalin Basin: evidence for northward displacement during the Cretaceous // Geophys. J. Intert. 2012. V. 190. P. 1439–1454.
20. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements—meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53, N. 1. P. 197–214. DOI: 10.1016/0016-7037(89)90286-X.
21. Day R. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence / R. Day, M.D Fuller, V.A. Schmidt // Physics Earth Planet. Inter. 1977. N 13. P. 260–267.
22. Dunlop D.J. Theory and application of the day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils / D.J. Dunlop // J. Geophys. Res. 2002. V. 107, N. B3. 10.1029/2001JB000487.
23. Guo Z.X., Yang Y.T., Zyabrev S.V., Hou Z.H. Tectonostratigraphic evolution of the Mohe-Upper Amur Basin reflects the final closure of the Mongol-Okhotsk Ocean in the latest Jurassic—earliest Cretaceous // J. Asian Earth Sci. 2017. V. 145(B). P. 494–511.
24. Hollocher K.T., Robinson P., Walsh E.O., Roberts D. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings // Amer. J. Sci. 2012. V. 312. P. 357–416.
25. Irving E. Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems / E. Irving. New York: John Wiley & Sons, 1964. 399 p.
26. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram // J. Petrol. Oxford. 1986. V. 27. P. 745–750.
27. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc. 1997. V. 6. P. 121–142.
28. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagrams // Chem. l Geol. 1986. V. 56, N. 3–4. P. 207–218.  
[http:// dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90004-5](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5).
29. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // Gondwana Res. 2010.  
doi:10.1016/j.gr.2009.12.008
30. Müller R.D., Zahirovic S., Williams S.E., Cannon J., Seton M., Bower D.J., Tetley M.G., Heine C., Le Breton E., Liu S., Russell S.H.J., Yang T., Leonard J., Gurnis M. A global plate model including lithospheric deformation along major rifts and orogens since the Triassic // Tectonics. 2019. V. 38(6). P. 1884–1907. <https://doi.org/10.1029/2018TC005462>.
31. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48. doi:10.1016/j.lithos.2007.06.016.
32. Sorokin A.A., Zaika A.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Wenliang Xu C., Hao Yang. Timing of closure of the eastern Mongol-Okhotsk Ocean: Constraints from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // Gondwana Research. 2020. V. 81. P. 58–78.
33. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds) // Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
34. Thompson R.N. British Tertiary volcanic province // Scott. J. Geol., 1982. V. 18. P. 49–107.
35. Torsvik T.H., Müller R.D., Van der Voo R., Steinberger B., Gaina C. Global plate motion frames: toward a unified model // Rev. Geophys. 2008. V. 46. RG3004.
36. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50(1). P. 11–30.
37. Zaika V.A., Sorokin A.A. Two types of accretionary complexes in the eastern Mongol-Okhotsk belt: constraints from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasedimentary rocks of the Selemdzha and Tokur terranes // J. Asian Earth Sci. 2020. V. 201. P. 104508. DOI 10.1016/j.jseae.2020.104508.
38. Zaika V.A., Sorokin A.A., Khubanov V.B., Kovach V.P. Age and sources of detrital material for the metasedimentary rocks of the Nilan Terrane of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. 13 (5), 0674. doi:10.5800/GT-2022-13-5-0674.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным  
после доработки 10.04.2023 г.  
принята к печати 03.07.2023 г.

*A. Yu. Peskov, I. P. Voinova, A. N. Didenko, S. V. Zyabrev, A. V. Kudymov, A. S. Karetnikov, M. V. Arkhipov*

**Structural position, geochemical and paleomagnetic characteristics of volcanic rocks from the Nilan Terrane (junction zone between Mongol-Okhotsk and Sikhote-Alin orogens) and geodynamic conclusions**

The paper presents the results of structural, geochemical, magnetic and paleomagnetic studies on Mesozoic rocks of the Nilan terrane, which from the north flank on the Paleozoic rocks of the Paukan block (52.0°N, 135.6°E). Jurassic and Triassic (?) multiple disturbance deposits of the terrane were found to be fragments of the Middle-Late Jurassic accretionary complex with accumulations of older oceanic rocks varying in thickness and the oceanic plate with completely destroyed stratigraphy. Basic and intermediate volcanic rocks hosted within Jurassic and Triassic (?) sedimentary rocks of the terrane are of oceanic origin. Based on geochemical and paleomagnetic data, it is assumed that the volcanic rocks formed near the equator in geodynamic settings of mid-ocean ridge and intraplate ocean islands.

**Key words:** Jurassic accretionary complex, volcanic rocks, composition, rock magnetism and paleomagnetism, Nilan terrane, junction zone between the Sikhote-Alin and Mongol-Okhotsk orogenic belts.