

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ АПТ-АЛЬБСКИХ ПОРОД КЕМСКОГО И КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ: ГЕОХИМИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

**М.В. Архипов¹, И.П. Войнова¹, А.В. Кудымов¹, А.Ю. Песков¹, Ш. Ото², М. Нагата²,
В.В. Голозубов³, А.Н. Диденко^{1,4}**

¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 68000, Россия; e-mail: Arkhipov_mv@mail.ru, alexei_didenko@mail.ru

²Graduate School of Science and Engineering, University of Toyota, Japan

³ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку, г. Владивосток, 690022; Россия

⁴ФГБОУВО Тихоокеанский государственный университет, ул. Тихоокеанская 136, г. Хабаровск, 680035

Поступила в редакцию 15 ноября 2018 г.

Представлены результаты комплексного (геологического, геохимического, геохронологического, петро- и палеомагнитного) изучения апт-альбских пород Кемского террейна и северо-восточного Удильского сегмента Киселевско-Маноминского террейна. В результате исследований установлено, что изученные вулканогенно-терригенные комплексы пород формировались в надсубдукционных условиях в близкое время (ранний альб – 110 млн лет назад) на близких широтах, но в разных островных дугах, равноудаленных от континента: комплексы Кемского террейна – на широте $36 \pm 6^\circ$ с.ш. в островной дуге, приближенной к континенту, судя по петрогеохимическим характеристикам вулканитов и наличию в осадках цирконов с древними датировками, Удильского сегмента Киселевско-Маноминского террейна – на широте $33 \pm 5^\circ$ с.ш. в условиях интраокеанической островной дуги, отделенной от вулканической дуги Кемского террейна широким и глубоким междуговым бассейном, достаточным, чтобы влияние континентальных источников сноса в зоне накопления осадков Киселевско-Маноминского террейна не сказывалось. На основе сделанных выводов представлена геодинамическая реконструкция формирования и история перемещений изученных комплексов в процессе движения океанической плиты, смещения вдоль трансформной окраины, а также постааккреционных перемещений на различные расстояния до современного положения с координатами: удильские – 52° с.ш., 140° в.д., кемские – $45\text{--}46^\circ$ с.ш., $136\text{--}137^\circ$ в.д.

Ключевые слова: геохимия, геохронология, палеомагнетизм, апт, альб, островные дуги, геодинамические реконструкции, Киселевско-Маноминский, Камский террейны, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

По современным представлениям [3, 33, 34 и др.] Сихотэ-Алинский орогенный пояс образован террейнами, сложенными породными комплексами различных палеогеодинамических структур. В составе террейнов имеются породы, сформированные как в надсубдукционных, так и во внутриплитных океанических обстановках [2, 3, 5]. И если разделение пород на надсубдукционные и внутриплитные океанические в настоящее время не встречает заметных трудностей, то разделение первых на образования преддуговых, междуговых или задуговых бассейнов, фронтальных или

тыловых зон островных дуг зачастую проблематично. В частности, и в северо-восточном Удильском сегменте Киселевско-Маноминского террейна (рис. 1 б) и на юге Кемского террейна (рис. 1 а) выделяются вулканогенно-терригенные комплексы островодужного генезиса одного возраста (апт–альб) [3, 13, 19].

По существующим представлениям [2, 3 и др.], породы Киселевско-Маноминского террейна сложены преимущественно образованиями альбской аккреционной призмы, породы Кемского – образованиями баррем-альбской активной островодужной системы. На палеореконструкциях для мелового времени [2,

3, 16, 17] эти комплексы помещались, обычно, в единую структурную зону (субдукционную) на разных широтах и существенно южнее своего современного положения. Затем в позднемеловое время они по крупномасштабным левосторонним сдвигам были перемещены в северном направлении до современного широтного положения, при этом фрагменты альбской аккреционной призмы Киселевско-Маноминского террейна оказались западнее фрагментов баррем-альбской активной островодужной системы Кемского террейна.

Настоящая работа посвящена результатам комплексного исследования апт-альбских вулканических и терригенных пород, их сравнительному анализу: 1) Киселевско-Маноминского террейна, распространенных на юго-восточном берегу оз. Удыль (рис. 1 б) и включенных на Государственной геологической карте Российской Федерации м-ба 1:200 000 в состав силасинской свиты [8]; 2) Кемского террейна, распространенных в районе среднего течения р. Кема (рис. 1 а) и входящих в состав кемской свиты [3, 12, 13].

Задачами настоящего исследования являлись: 1) петрогеохимическая характеристика вулканитов и выяснение геодинамических условий их формирования, 2) геохронологическое изучение цирконов из терригенных пород, 3) определение источников сноса для терригенных пород; 4) определение абсолютного широтного и относительного к континентальной Евразии местоположения образования изученных пород, 5) сравнительный анализ исследуемых образований и тектонические реконструкции.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Удыльский сегмент Киселевско-Маноминского аккреционного террейна

В районе оз. Удыль нами проводились исследования на его юго-восточном берегу (рис. 1 б). Здесь, согласно имеющимся данным [14], представлены комплексы пород различного генезиса: 1) океанический вулканогенно-кремнистый (валанжин-готерив-баррем) и 2) островодужный вулканогенно-терригенный (готерив-альб-сеноман). В данной статье в контексте поставленных задач нами рассматриваются лишь островодужные образования, а океанические оставлены за рамками данного исследования.

Исследуемые образования отнесены к силасинской свите [8] (рис. 1 б). Ранее, согласно материалам геолога-съемочных работ масштаба 1:50 000 В.А. Кайдалова (1976–1981 гг.), они относились к ларгасинской свите. Позднее к северу от оз. Удыль в районе р. Силасу была выделена силасинская свита

(в 1999 г.) [8]. В стратотипической местности в ее составе резко доминируют темно-серые алевропелиты, которым подчинены кремнистые туффиты и мелкозернистые песчаники, присутствие или отсутствие которых послужило основанием для расчленения свиты на подсвиты (нижнюю и верхнюю). Породы силасинской свиты согласно залегают на песчаниках жорминской толщи.

Позднее силасинская свита была распространена и на территорию к югу от оз. Удыль, включая район наших исследований, в нее были включены близкие по возрасту отложения [8], хотя они и имеют иной фациальный состав.

На мысе Голый вскрываются самые низы нижней подсвиты силасинской свиты [7]. Здесь, несмотря на многочисленные зоны рассланцевания и будинажа, выделяются [14] пачки грубообломочных пород (конгломератов валунно-галечных, галечных) мощностью 9–40 м, содержащие прослои и пласты (0.3–9 м) песчаников, гравелитов и алевритистых аргиллитов. Обломочный материал (60–80 % и более) в конгломератах и гравелитах представлен галькой (1–7 см) и валунами (до 2 м) алевролитов, кремнистых пород, базальтов, песчаников, известняков. Цемент алевро-глинистый с примесью песчаной и гравийной фракции, глинисто-песчано-гравийный, глинисто-гравийно-песчаный. Мощность отложений здесь более 150 м.

В районе мыса Скальный обнажаются вышележащие слои подсвиты. Здесь в разрезе мощностью 395 м низы сложены песчаниками мелко-среднезернистыми с редкими прослоями (20–30 см) алевролитов; выше вскрывается пачка (310 м) существенно алевролитового состава, в которой наряду с прослоями и пластами песчаников среднезернистых (0.2–6 м) отмечаются единичные пласты (5–8 м) конгломератов валунно-галечных, содержащих 30–50 % обломочного материала (кремнистые породы, аргиллиты, песчаники, вулканиты основного состава) размером 0.3–0.5 м. В алевролитах отмечаются конкреции (до 0.3 м) известняков и известковистых песчаников. Завершает разрез пачка (более 35 м) конгломератов гравийно-галечных, в которых количество обломочного материала достигает 80–85 %. Обычно это изометричные обломки (0.15–0.5 м) от угловатых до хорошо окатанных, относительно равномерно распределенные в породе. Граница этой пачки с алевролитами не резкая и определяется быстрым уменьшением количества и размера обломков в глинисто-алевролитовом цементе. Восточнее, в разрезах, изученных в береговых обнажениях оз. Удыль, постепенно роль песчаников возрастает.

В районе мысов Скотный двор и Лагерный разрез насыщен вулканическими и вулканогенно-

осадочными породами. Они представлены широко распространенными туфами, слагающими слои мощностью от первых до 100 м, переслаивающиеся со слоям различных тефроидов (мощность от первых до десятков м), реже встречаются маломощные пласты лав и лавобрекчий, а также угловатые обломки в конглобрекциях.

Для нижней подсвиты силасинской свиты в Легенде Николаевской серии листов [21] принимается альб-сеноманский возраст, который обосновывается находками иноцерам в бассейне р. Силасу и на мысе Санга оз. Удыль. Здесь, по данным А.Ф. Майборода (1958 г.) и В.А. Кайдалова (1976 г.), обнаружены *Inoceramus cf. interruptus* Krymg., *I. cf. yabei* Nagao et Mat., *Birostrina concentrica* (Park.), *I. udylensis* Zon., *I. cf. tenuistriatus* Nagao et Mat., *I. cf. beringensis* Perg. и др. (определения В.Н. Верещагина, А.А. Капицы и Л.Д. Третьяковой) [7]. В монографии [14] по комплексам радиолярий возрастные границы вулканогенно-осадочного комплекса обозначены в рамках – готерив-альб, грауваккового – альб-нижний сеноман.

Кемский островодужный террейн

Нами изучены породы в составе кемской свиты, закартированной в бассейне р. Кемы. По литологическому составу она расчленена на три подсвиты [11–13].

Нижнекемская подсвита сложена в основном крупноритмичными турбидитами с мощностью ритмов от 0.5 до 6.0 м. Главными компонентами их являются мелкогалечниковые конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники, к кровле они переходят в более мелкозернистые разновидности. Значительно меньшую часть разреза подсвиты составляют пачки песчано-алевролитовых турбидитов с мощностью

ритмов до 40 см. В подсвите содержатся редкие потоки базальтов (до 10 м), а также горизонты оползневых брекчий [3]. В описываемых отложениях обнаружены остатки ауцеллин баррем (?)–альбского возраста [3, 13]. В верхах подсвиты из алевролитов собран палинокомплекс аптского возраста [12].

Среднекемская подсвита мощностью 770 м представлена преимущественно туфами основного состава и базальтами. В разных местах их соотношения различны. Туфы преимущественно агломератовые и псефо-псаммитовые. Нередко встречаются прослои туфо-алевролитов. Базальты преимущественно с подушечной отдельностью (0.5–2.5 м в диаметре). Возраст среднекемской подсвиты определен по положению в разрезе как позднеаптский–раннеальбский [12, 19].

Верхнекемская подсвита мощностью 1500 м образована пачками ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, содержит отдельные пласты подводно-оползневых образований. В средней и верхних частях подсвиты собраны остатки ауцеллин и аммонитов ранне-среднеальбского возраста [3, 13]. В алевролитах верхней части разреза был собран палинокомплекс позднеальбского возраста [3, 12].

МЕТОДИКА И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первым объектом исследования выступили породы в составе кемской свиты Кемского террейна, закартированной в бассейне р. Кемы. Вторым объектом исследования – породы Удыльского сегмента Киселевско-Маноминского террейна, отобранные на южном берегу оз. Удыль. (рис. 1 б).

Вулканиды Кемского террейна опробованы в бассейне р. Кемы на правом берегу из среднекемской подсвиты кемской свиты. Пробы вулканидов Удыльского сегмента Киселевско-Маноминского террейна

Рис. 1. Геологические схемы изученных объектов Киселевско-Маноминского (б) и Кемского (в) террейнов Сихотэ-Алинского орогенного пояса и их тектоническая позиция (а).

а – тектоническая схема террейнов Сихотэ-Алинского орогенного пояса, по [2, 3].

1–8 – террейны: 1 – раннепалеозойский (ХН – Ханкайский), 2 – палеозойские (ГЛ – Галамский), 3 – юрской аккреционной призмы (БД – Баджалский, НБ – Наданьхада-Бикийский, СМ – Самаркинский, ХБ – Хабаровский), 4 – юрского приконтинентального турбидитового бассейна (УЛ – Ульбанский), 5 – титон-готеривской аккреционной призмы (ТУ – Таухинский), 6 – мелового синдвигового турбидитового приконтинентального бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский), 7 – готерив-альбской островодужной системы (КМ – Кемский), 8 – готерив-альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский).

б – геологическая схема Удыльского сегмента Киселевско-Маноминского террейна района оз. Удыль, по [7, 8], с дополнениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – адаминская свита, нижняя подсвита $J_2-K_1ad_1$; 3 – адаминская свита, верхняя подсвита $J_2-K_1ad_2$; 4 – жорминская толща K_1zm ; 5 – силасинская свита, нижняя подсвита K_1sl_1 ; 6 – силасинская свита, верхняя подсвита K_1sl_2 ; 7 – раннепалеогеновые гранодиориты $\gamma\delta P_1$; 8 – местонахождения ископаемой фауны (а) и палинофлоры (б); 9 – местонахождения отбора образцов для палеомагнитных (а), геохронологических (б) и геохимических (в) исследований; 10 – разломы: а – явные; б – скрытые.

в – геологическая схема Кемского террейна в бассейне р. Кемы, по [3], с дополнениями.

1 – меандровская свита K_1bg ; 2–4 – кемская свита K_1al : 2 – нижняя, 3 – средняя и 4 – верхняя подсвиты; 5–6 – позднемеловые граниты (5) и вулканиды (6); 7 – разломы; 8 – нормальное (а) и опрокинутое (б) залегание пород; 9 – места сборов ископаемой фауны (а) и палинофлоры (б); 10 – места отбора образцов для палеомагнитных (а), геохронологических (б) и геохимических (в) исследований.

были отобраны на юго-западном побережье оз. Удыль (мысы Лагерный и Скотный двор). Петрогеохимическая характеристика базальтов основывается на данных анализов, произведенных в аналитическом центре Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, на петрогенные элементы – методом рентгено-флюоресцентной спектроскопии на S4 Pioneer Bruker (Германия) (аналитик Л.М. Ильин), на редкие и редкоземельные элементы – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на ISP-MSElan 9000 (Канада) (аналитики А.В. Штарева, А.Ю. Лушникова). Результаты анализов представлены в таблице № 1 и на рис. 2 (сумма оксидов петрогенных элементов приведена к 100 %).

Для геохронологического изучения детритовых цирконов были отобраны 10-килограммовые штуфы из осадочных пород: 1) в бассейне р. Кема в береговом обнажении р. Холмогорка (правый приток р. Кема; 45.67° с.ш., 136.72° в.д., рис. 1 в) из песчаников верхней подсвиты кемской свиты (штуф К-15/5), 2) в районе мыса Скальный (восточный берег оз. Удыль; 52.13° с.ш., 140.01° в.д., рис. 1 б) из алевропесчаников (штуф А-15/5). В ходе геохронологических исследований были получены катодоллюминесцентные изображения зерен цирконов. Пробоподготовка и выделение цирконов из штуфов проведены в Высшей школе науки и техники Университета г. Тояма, U-Pb датирование цирконов (LA-ICP-MS) – в Высшей школе прикладных исследований Университета г. Нагоя на приборе Agilent 7700x по методике [36]. Итоговый возраст конкордантных обломочных цирконов рассчитывался по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, расчет распределений измеренных возрастов изученных цирконов и аппроксимационной вероятностной плотности их возрастов производился по программе Isoplot 3.7 [39]. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ.

Для палеомагнитного изучения пород Удыльского сегмента Киселевско-Маноминского террейна в районе юго-восточного берега оз. Удыль было отобрано более 200 ориентированных образцов, ориентация которых проводилась с помощью магнитного компаса (магнитное склонение в районе работ со-

ставляло 12.3°). Для палеомагнитного изучения пород Кемского террейна было также отобрано более 200 образцов в районе р. Кема, магнитное склонение в районе работ составляло 10.9°. Палеомагнитные исследования были проведены в ИТиГ ДВО РАН. Образцы были распилены на 2-сантиметровые кубики с сохранением ориентировки, после чего измерена магнитная восприимчивость при помощи каппамаста MFK1-FA (Чехия). Далее на спин-магнитометре JR-6A компании AGICO (Чехия) с печью для размагничивания (Россия) производилась термомагнитная чистка и пошаговый замер вектора естественной остаточной намагниченности. Образцы пород Киселевско-Маноминского террейна были подвержены термомагнитной чистке, в ходе которой выделены низко- (LT) и высокотемпературная (HT) компоненты. При невозможности термомагнитной чистки производилась чистка переменным магнитным полем на криогенном магнитометре 2G-Enterprise (США). При помощи последнего образцы пород кемской свиты были подвержены размагничиванию переменным полем (до 65–90 мТл), в ходе которого в каждом образце были выделены низко- (Lc) и высококоэрцитивная (Hc) компоненты намагниченности. Dec_s – склонение в стратиграфической системе координат, Inc_s – наклонение в стратиграфической системе координат. Расчет величины занижения наклонения сделан по методике [23]. Выделение компонент естественной остаточной намагниченности проводилось на основе данных температурного размагничивания путем использования пакета программ Р. Энкина [25]. Тест складки выполнен по методике [26].

Магнитная жесткость горных пород широко изменяется в зависимости от размеров зерен, внутренних напряжений, а также свойств самих ферромагнитных зерен. На коэрцитиметре с целью определения размера носителей намагниченности и их стабильности были изучены петли гистерезиса, коэрцитивная сила (Hc), остаточная коэрцитивная сила (Hcr), их соотношения (Hcr/Hc), намагниченность насыщения (Js), остаточная намагниченность насыщения (Jrs) и их соотношения (Js/Jrs). Магнитный ги-

Рис. 2. Петрогеохимические диаграммы вулканитов.

Классификационные диаграммы: а – по [37], б – по [42]; в–г – парные диаграммы; спайдер-диаграммы нормированных по хондриту содержаний: д – редкоземельных элементов, по [44], е – редких элементов, по [45], породы вулканических дуг: VAB – базальты, VAD – дациты, по [47]; ж – дискриминационная диаграмма Th–Hf/3–Nb/16, по [48]; з – соотношения Th/Yb–Ta/Yb, по [41]. Поля составов: А – базальты типа N-MORB, В – базальты типа E-MORB и внутриплитные толеитовые, С – базальты внутриплитные щелочные, D – вулканиты вулканических дуг. Серии пород: TH – толеитовая, СА – известково-щелочная, S – щелочная.

1–2 – вулканиты вулканогенно-терригенного комплекса Удыльского сегмента Киселевско-Маноминского террейна: 1 – частные анализы, 2 – поля, объединяющие частные тренды; 3–4 – вулканиты Кемского террейна: 3 – частные анализы, 4 – поля, объединяющие частные тренды.

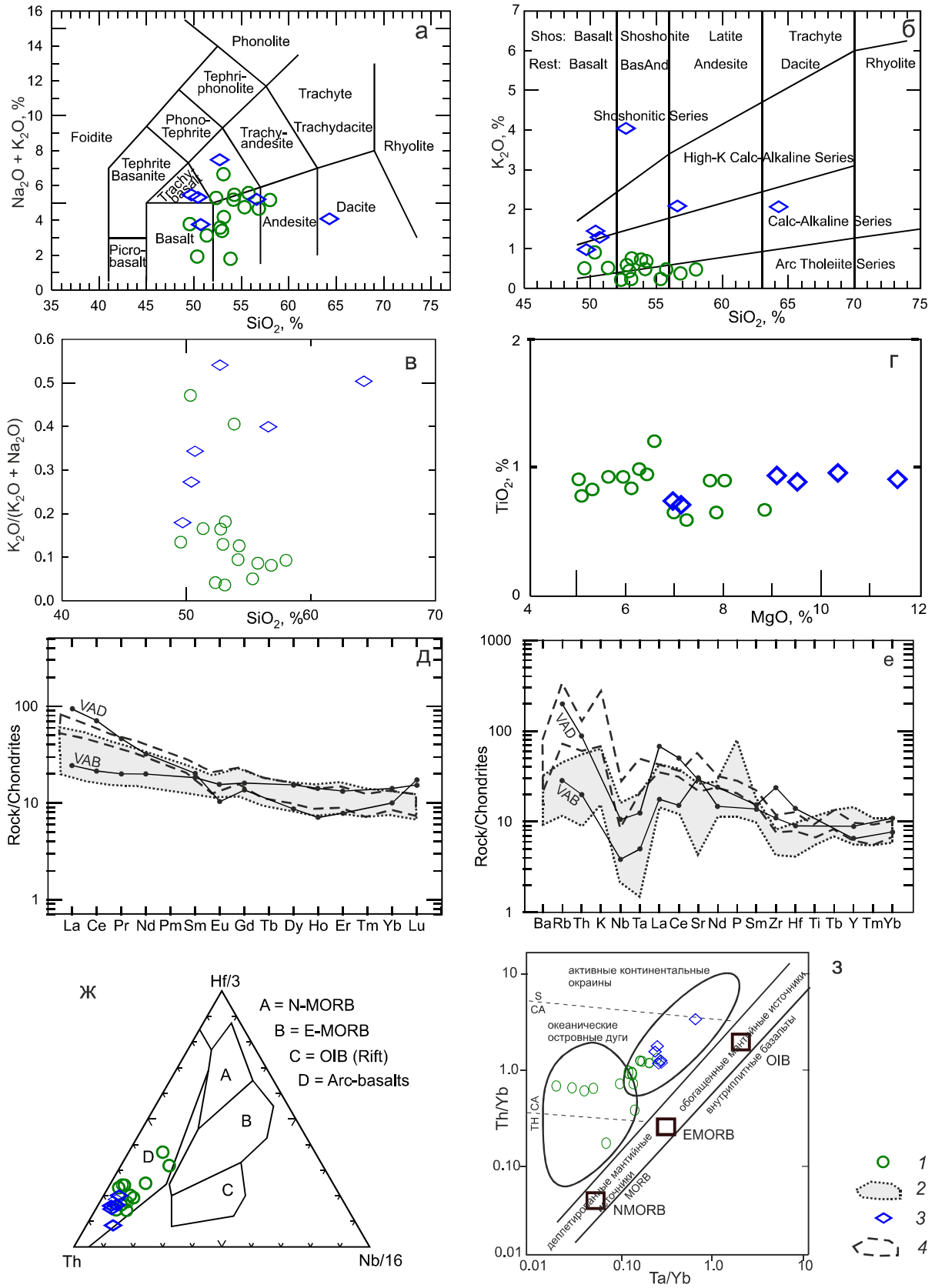


Таблица 1. Химический состав вулканитов Удыльского сегмента Киселевско-Маноминского и Кемского террейнов.

№ обр.	D14-30-1	D14-30-2	D14-30-5	D14-30-6	D14-30-7	D14-30-9	D14-30-10	D14-31-1	D14-31-4	D14-31-5
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	58.01	54.16	55.33	53.1	54.25	56.83	55.75	52.34	50.34	53.85
TiO ₂	0.9	0.92	0.92	0.89	0.94	0.82	1.2	0.83	0.98	0.77
Al ₂ O ₃	15.07	15.18	15.12	15.82	16.36	15.34	14.66	14.62	14.39	13.7
FeOt	9.26	10.07	9.93	9.94	10.27	9.6	10.2	10.19	12.74	11.85
MnO	0.32	0.51	0.43	0.43	0.39	0.38	0.47	0.31	0.33	0.27
MgO	5.04	5.65	5.95	8.03	6.44	5.32	6.59	6.12	6.28	5.1
CaO	6.09	7.87	7.39	4.32	5.72	6.86	5.29	10.11	12.82	12.53
Na ₂ O	4.69	4.7	4.52	6.41	4.78	4.29	5.09	5.07	1.02	1.07
K ₂ O	0.48	0.49	0.24	0.24	0.69	0.38	0.48	0.22	0.91	0.73
P ₂ O ₅	0.14	0.24	0.17	0.82	0.15	0.17	0.26	0.19	0.18	0.12
Sc	22.23	23.99	22.84	29.96	28.43	25.41	31.13	37.32	34.66	27.43
V	201.39	224.07	219.41	188.03	270.16	240.69	230.39	252.13	229.34	211.69
Cr	61.41	40.72	34.33	43.95	56.75	38.23	47.96	125.43	88.93	80.56
Co	24.62	23.26	23.60	24.69	26.99	22.62	30.57	29.76	32.64	32.11
Ni	28.16	15.65	14.85	19.39	21.16	16.41	22.10	38.83	34.72	38.08
Rb	10.42	10.59	5.60	5.17	11.76	7.81	9.49	4.10	15.76	11.76
Sr	178.96	228.13	170.48	141.16	187.60	179.89	185.34	83.96	59.06	51.23
Y	14.60	19.55	19.02	28.28	18.49	17.16	19.09	14.00	18.02	15.72
Zr	42.96	55.96	48.20	33.58	41.87	46.55	64.28	36.71	42.21	42.39
Nb	4.12	3.31	3.22	1.36	2.47	3.69	5.64	2.77	3.14	3.18
Cs	0.37	0.30	0.17	0.13	0.35	0.23	0.33	0.24	0.59	0.44
Ba	90.85	102.85	74.30	63.45	135.91	83.63	122.78	85.07	108.01	90.04
La	13.45	13.08	12.89	11.42	10.41	12.24	14.02	4.77	10.02	11.72
Ce	23.93	30.05	29.92	22.34	24.73	27.99	32.70	10.47	21.79	24.32
Pr	2.81	3.72	3.66	2.93	3.20	3.47	4.08	1.48	2.88	3.12
Nd	11.59	15.83	15.60	13.44	13.92	15.14	17.78	7.16	12.91	13.18
Sm	2.50	3.60	3.51	3.30	3.24	3.44	4.09	1.95	3.16	3.02
Eu	0.77	1.07	1.11	1.06	0.98	1.07	1.16	0.68	0.98	0.88
Gd	3.14	4.31	4.25	4.56	3.99	4.17	4.79	2.56	3.89	3.66
Tb	0.45	0.62	0.61	0.69	0.59	0.59	0.70	0.39	0.58	0.54
Dy	2.70	3.67	3.56	4.37	3.57	3.54	4.12	2.51	3.56	3.22
Ho	0.53	0.72	0.69	0.91	0.70	0.68	0.77	0.52	0.70	0.63
Er	1.56	2.12	2.01	2.74	2.03	2.02	2.30	1.61	2.15	1.95
Tm	0.21	0.29	0.27	0.37	0.28	0.26	0.30	0.22	0.29	0.26
Yb	1.38	1.89	1.70	2.37	1.79	1.71	1.96	1.51	2.00	1.80
Lu	0.18	0.26	0.22	0.33	0.23	0.22	0.26	0.23	0.29	0.26
Hf	1.04	1.26	1.12	0.82	1.03	1.42	1.93	1.01	1.25	1.23
Ta	0.35	0.26	0.23	0.17	0.18	0.30	0.41	0.22	0.25	0.30
Th	1.82	1.75	1.56	0.38	1.21	2.09	2.35	0.55	1.92	2.22
U	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	2.35	1.75	0.65	0.05	1.40

Примечание. 1–15 – вулканиты Киселевско-Маноминского террейна. 16–21 – вулканиты Кемского террейна. Оксиды петрогенных элементов – в мас.%, элементы – в г/т. Содержания петрогенных элементов пересчитаны на 100%. FeOt – суммарное железо, пересчитанное на закисную форму. Анализы произведены в аналитическом центре Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, на петрогенные элементы – методом рентгено-флюоресцентной спектроскопии на S4 Pioneer Bruker (Германия) (аналитик Л.М. Ильин), на редкие и редкоземельные элементы – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на ISP-MS Elan 9000 (Канада) (аналитики А.В. Штарева, А.Ю. Лушникова).

стерезис – это отставание намагничивания (либо перемагничивания) магнитного материала от внешнего магнитного поля. Намагничивание материала до состояния насыщения (поле Hs), затем размагничивание и перемагничивание до поля -Hs, последующие намаг-

ничивания до поля +Hs образуют полный замкнутый гистерезисный цикл [15]. Благодаря изученным параметрам можно судить о размерах магнитных зерен, их доменном состоянии, наличии суперпарамагнитных частиц и др.

Таблица 1. (Продолжение).

D14-32-1	D14-32-7	D14-32-11	D14-32-12	D14-32-14	k15-2-1	k15-2-5	k15-3-1	k15-3-7	k15-4-1	k15-4-10
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
53.14	52.95	52.77	51.35	49.56	56.6	50.71	49.71	50.41	52.71	64.27
0.58	0.64	0.89	0.66	0.64	0.7	0.9	0.95	0.93	0.88	0.73
13.13	13.27	13.26	13.46	13.37	14.62	13.38	15.83	16.49	14.74	11.27
10.98	11.63	11.58	12.12	11.97	8.45	10.96	11.3	10.48	9.84	8.35
0.2	0.2	0.19	0.21	0.19	0.15	0.24	0.2	0.17	0.13	0.12
7.25	7.86	7.73	8.85	6.99	7.14	11.57	10.35	9.1	9.52	6.97
10.38	9.83	9.78	10.05	12.73	6.87	8.21	5.91	6.79	4.44	3.99
3.43	2.96	3	2.62	3.28	3.13	2.47	4.49	3.87	3.43	2.03
0.76	0.44	0.59	0.52	0.51	2.08	1.29	0.98	1.45	4.04	2.06
0.15	0.22	0.21	0.16	0.76	0.26	0.25	0.27	0.3	0.27	0.22
42.48	43.08	48.35	50.41	38.67	23.53	32.13	25.25	26.60	24.45	16.45
353.22	320.89	331.44	364.65	335.71	178.66	228.34	234.75	236.99	218.75	125.55
82.79	79.68	91.33	93.34	64.07	97.51	136.76	53.20	59.33	44.08	93.18
31.52	31.17	32.34	34.95	31.19	24.02	28.30	26.24	31.06	23.83	19.95
27.51	28.01	34.01	32.42	26.73	27.96	40.36	27.77	30.51	21.55	44.27
10.35	5.64	8.10	7.57	6.95	59.71	33.85	25.41	30.71	119.03	75.77
284.53	307.05	231.98	231.30	272.54	422.02	437.36	681.59	523.14	318.87	257.56
11.26	13.33	12.65	12.29	17.08	15.17	15.90	17.75	17.56	19.10	12.51
29.21	34.62	39.21	32.53	37.77	52.58	53.15	63.51	62.87	79.31	61.68
0.79	0.86	2.86	0.75	1.09	3.09	3.22	2.88	3.05	3.89	9.50
0.31	0.25	0.38	0.40	0.29	3.98	12.59	3.59	4.05	2.65	6.50
221.06	161.67	201.50	176.02	123.56	327.16	224.91	153.81	144.86	547.81	234.95
6.61	7.69	7.93	6.66	9.09	12.43	11.80	12.58	13.64	19.15	13.48
14.45	15.84	17.82	15.05	16.48	27.73	27.20	29.38	31.32	39.63	29.58
1.88	2.13	2.36	2.00	2.39	3.63	3.66	3.90	4.08	4.77	3.66
8.76	9.85	10.93	9.39	11.09	15.98	16.26	17.48	17.99	20.01	15.06
2.12	2.37	2.61	2.34	2.57	3.62	3.77	4.03	4.10	4.48	3.12
0.72	0.78	0.87	0.76	0.83	1.00	1.03	1.23	1.26	1.11	0.73
2.52	2.82	3.09	2.77	3.15	4.12	4.29	4.59	4.64	5.00	3.32
0.36	0.41	0.43	0.40	0.45	0.53	0.56	0.61	0.65	0.69	0.43
2.19	2.51	2.58	2.42	2.74	3.28	3.55	3.95	4.11	4.25	2.68
0.44	0.51	0.50	0.48	0.56	0.66	0.71	0.79	0.81	0.83	0.51
1.38	1.59	1.53	1.51	1.78	1.96	2.14	2.38	2.42	2.52	1.55
0.19	0.22	0.21	0.21	0.24	0.25	0.27	0.31	0.32	0.32	0.19
1.30	1.53	1.42	1.44	1.68	1.78	1.98	2.27	2.23	2.27	1.50
0.19	0.23	0.21	0.22	0.25	0.25	0.27	0.32	0.31	0.32	0.19
0.83	0.97	1.13	0.91	0.99	1.59	1.61	1.97	2.19	2.54	1.65
0.04	0.08	0.20	0.03	0.07	0.43	0.55	0.60	0.63	0.58	0.99
0.82	0.95	0.96	0.96	0.97	2.87	2.55	2.71	2.72	4.19	5.42
1.16	1.93	0.82	1.73	1.75	0.76	0.79	0.83	0.60	1.07	1.10

ПЕТРОГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

В районе оз. Удыль вулканыты вулканогенно-терригенного комплекса пород представлены туфами, лавами и лавобрекчиями. Петрографически лавы плотные, порфировой структуры с вкрапленниками плагиоклаза и моноклинного пироксена в мелко-кристоллической с буро-зеленым стеклом основной массе с рудной сыпью. Соотношение пироксена и плагиоклаза различное. Вторичные изменения – альбитизация плагиоклаза и эпидотизация пироксена.

Лавобрекчии отличаются большей мелко-кристоллическостью, гематитизацией, наличием пор и прожилков кварца, хлорита и гематита, а также потерто-стью. Туфы обычно средне-мелкозернистые, литокристаллокластические. Кристаллокласты представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном, причем пироксен часто преобладает, литокласты – порфи-ровыми Pl-Rx базальтами. Основная масса криптозернистая, с большим количеством стекла. Характерны вторичные боулингит, лейкоксен, гематитизация,

наличие хлоритовых миндалин и кварц-эпидотовых прожилков.

Вулканиды кемской свиты ассоциируют с терригенными отложениями различной фациальной принадлежности, преобладают в средней части свиты (апт-альб), где потоки базальтов переслаиваются с пластами вулканогено-осадочных образований, в которых присутствует примесь пирокластического материала. Базальты плотные, массивные, крупнопорфировые, часто сериально-порфировые (плаггиоклаз). Вкрапленники представлены плаггиоклазом и моноклинным пироксеном в разных количественных соотношениях и оливином (часто образует мегакристы). Плаггиоклаз и пироксен могут образовывать гломеропорфировые сростки. Основная масса криптокристаллическая с микролитами плаггиоклаза, реже пироксена, с зеленым стеклом, небольшим количеством титаномагнетита, иногда – гематитизированное стекло. Вторичные изменения: альбитизация и серицитизация плаггиоклаза, по темноцветным минералам развиваются идингсит, карбонат, рудный, по основной массе – хлорит, хлорит-пеннин, боулингит, гематит. Встречаются миндалины, выполненные хлоритом, эпидотом.

Вулканиды вулканогенно-терригенного комплекса Удальского сегмента Киселевско-Маноминского террейна представлены базальтами, андезибазальтами. Среди вулканитов Кемского террейна появляются и преобладают разновидности повышенной щелочности – трахибазальты, трахиандезибазальты (рис. 2 а, б). При преобладании Na_2O над K_2O различная щелочность обусловлена преимущественно различным содержанием калия: в удальских вулканитах $\text{K}_2\text{O} < 1\%$, $(\text{K}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) < 0.2$, в кемских – $\text{K}_2\text{O} = 1-4\%$, $0.2 < (\text{K}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) < 0.6$ (рис. 2 б, в). По другим петрогенным элементам наблюдается как сходство, так и различие. Общей характерной чертой и удальских, и кемских вулканитов является низкое содержание $\text{TiO}_2 \cong 1 \pm$ (рис. 2 г). Содержание Al_2O_3 в них также сходно и характеризуется достаточно большим разбросом: $13\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 17\%$. По содержанию остальных петрогенных элементов наблюдаются различия: кемские вулканиты имеют более высокое, кроме упомянутого выше K_2O и $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, содержание MgO (7–12 %) (рис. 2 г) и более низкое – FeOt (8–11.5 %) и CaO (4–8 %), а удальские, в свою очередь, меньшее содержание K_2O и $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, MgO (5–8 %) и большее – FeOt (9–13 %) и CaO (4–13 %). Повышенное содержание железа и кальция может объясняться вторичными изменениями, во всяком случае частично, учитывая петрографические характеристики пород.

На использованных нами дискриминационных диаграммах ($\text{MnO} \times 10 - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5 \times 10$, $\text{La}/10 - \text{Y}/15 - \text{Nb}/8$, $\text{Zr}/4 - \text{Nb} \times 2 - \text{Y}$, $\text{Zr} - \text{Ti}/100 - \text{Sr}/2$, $\text{Th} - \text{Zr}/117 - \text{Nb}/16$, $\text{Th} - \text{Hf}/3 - \text{Ta}$, на рис. 2 ж приводится одна из них – $\text{Th} - \text{Hf}/3 - \text{Nb}/16$) фигуративные точки и удальских, и кемских вулканитов располагаются в полях известково-щелочных базальтов вулканических дуг и островодужных базальтов океанических дуг. Причем следует отметить, что фигуративные точки кемских базальтов, обладающие более высоким содержанием Rb , Zr , Sr , P , систематически на диаграммах смещены относительно точек удальских базальтов в сторону областей более щелочных разновидностей.

На спайдер-диаграммах редкоземельных элементов (рис. 2 д), нормированных по хондриту, графики для базальтов обоих регионов конформны, имеют очень небольшой минимум по Eu , отрицательный наклон, но различаются по степени обогащения: кемские базальты более обогащены, чем удальские (обогащение LREE в 50–90 раз и в 20–70 раз, соответственно). На спайдер-диаграммах редких элементов (рис. 2 е), нормированных по хондриту, также наблюдается большее обогащение кемских базальтов. Для графиков обоих районов характерны четко выраженные, глубокие $\text{Ta} - \text{Nb}$ минимумы, являющиеся признаком островодужных вулканитов. На графиках удальских базальтов $\text{Ta} - \text{Nb}$ минимум более значительный, причем и по Nb , и по Ta , проявлены также минимумы по Sr , Zr , Hf . Кемские базальты характеризуются менее глубоким $\text{Ta} - \text{Nb}$ минимумом, особенно по Ta , и, в отличие от удальских, значимыми максимумами Rb и K . Соотношения Th и Ta с Yb свидетельствуют о надсубдукционных известково-щелочных источниках пород, причем фигуративные точки удальских базальтов преимущественно располагаются в области составов океанических островных дуг, а точки кемских базальтов смещены в область составов активных континентальных окраин (рис. 2 з).

Основываясь на геологических и петрохимических характеристиках изученных удальских и кемских вулканитов, можно сделать вывод, что формирование и тех, и других происходило в надсубдукционных условиях, но в разных островных дугах. Кемские базальты характеризуются большей щелочностью и обогащенностью, что может объясняться либо формированием их в тыловой зоне островной дуги, либо в целом большей мощностью литосферы над зоной субдукции, более приближенной континенту. Удальские вулканиты формировались, по-видимому, в условиях интраокеанической островной дуги. Хотя известны примеры изменения составов вулканитов и по простиранию островодужных систем [1].

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Зерна цирконов, выделенные из штуфа А-15/5 (Киселевско-Маноминский террейн), представлены прозрачными бесцветными кристаллами различного габитуса (рис. 3). Часть кристаллов сохранила удлиненно-призматические и дипирамидальные очертания (1, 2, 4, 9, 11 и др.), другая группа кристаллов имеет округлые (7, 8, 9 и др.) очертания. Оставшиеся зерна кристаллов можно охарактеризовать как обломки вышеописанных групп кристаллов. Размер кристаллов варьируется от 50 до 200 мкм. Зерна имеют как светлые, так и темные оболочки. Цирконы, выделенные из штуфа К-15/5 (Кемский террейн, рис. 4), имеют схожий с вышеописанными цирконами габитус, однако зерна более мелкие и не достигают 150 мкм.

При рассмотрении катодолюминесцентных изображений можно выделить группу цирконов с ярко выраженной концентрической зональностью (2, 11, 18 и др.), однако, по сравнению с цирконами из штуфа А-15/5, их в штуфе К-15/5 намного меньше.

Для детритовых цирконов из алевропесчаников Удыльского сегмента Киселевско-Маноминского террейна (91 зерно) получены 22 конкордантные оценки возраста, которые характеризуются диапазоном от 110 до 384 млн лет (табл. 2; рис. 3 б). Самая «молодая» в исследованном штуфе группа из 3-х зерен (14 %) цирконов имеет возраст 111.2 ± 2.9 млн лет, что хорошо согласуется с биостратиграфическим возрастом [8, 14]. Возраст второй группы цирконов, также их 3-х зерен, составляет 124.3 ± 6.5 млн лет. Далее в интервале продолжительностью почти 80 млн лет не обнаружено ни одного циркона с конкордантным возрастом. В раннеюрско-позднекаменноугольном (196–320 млн лет) интервале диаграммы выделяются четыре возрастные совокупности цирконов (68 % всех зерен) 196 ± 6 , $220\text{--}247$, $261\text{--}286$ и $304\text{--}320$ млн лет (рис. 3 б), временная разница между серединами которых составляет 37–40 млн лет. Самый древний циркон имеет возраст 382 ± 8 млн лет. Вероятно, эти 4 интервала соответствуют зарождению в средней перми интраокеанической вулканической островной дуги и последующим фазам активизации ее магматизма.

Для детритовых цирконов из песчаников верхнекемской подсвиты (135 зерен) получены 58 конкордантных оценок возраста, характеризующихся широким диапазоном от 108 до 2550 млн лет (табл. 2; рис. 4 б). Самый «молодой» циркон имеет возраст 107.5 ± 2.3 млн лет (рис. 4 б), что хорошо согласуется с биостратиграфическим возрастом подсвиты [10]. В интервале 168–277 млн лет выделяются четыре возрастные совокупности цирконов (21 % всех зерен)

168–178, 198–220, 245 ± 5 и $261\text{--}277$ млн лет, временная разница между серединами которых составляет 25–35 млн лет (рис. 4 б). Вероятно, эти 4 интервала соответствуют зарождению в средней перми вулканической островной дуги и последующим фазам активизации ее магматизма. В интервале от 277 до 740 млн лет обнаружен всего лишь один циркон с конкордантным возрастом – 476.5 ± 7.7 млн лет (рис. 4 б), источником которого могут быть коллизионные граниты раннепалеозойского Ханкайского террейна с возрастом 490–460 млн лет [20]. Для докембрийской части выделяются три возрастные совокупности цирконов 2.2–2.5, 1.5–2.0 и 0.74–0.95 млрд лет (рис. 4 б), представленные 17, 38 и 14 % обнаруженных в штуфе альбских песчаников зерен циркона с конкордантными U/Pb датировками, соответственно. Указанные докембрийские временные интервалы коррелируются с аналогичными по времени суперконтинентальными циклами, выделяемыми на известных глобальных распределениях детритовых цирконов [28].

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Величины начальной магнитной восприимчивости (km) и естественной остаточной намагниченности (NRM) изученных образцов осадочных пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов имеют небольшой разброс в пределах одного порядка: km – от $1.1 \text{ E-}04$ до $2.9 \text{ E-}04$ ед. СИ, NRM – от $1.4 \text{ E-}03$ до $8.2 \text{ E-}03$ А/м (рис. 5). При этом изученные образцы осадочных пород Киселевско-Маноминского террейна имеют более высокие значения магнитной восприимчивости при более низких значениях естественной остаточной намагниченности по сравнению с осадочными породами кемской свиты. Отношение Кенигсбергера (Qn) изученных образцов находится в пределах от 0.1 до 2.1. Большинство изученных образцов Киселевско-Маноминского террейна имеют Qn от 0.2 до 0.5, тогда как Qn большинства образцов Кемского террейна находится в интервале от 0.5 до 1.0 (рис. 5).

Результаты измерений главных характеристик петли гистерезиса образцов осадочных пород Киселевско-Маноминского и Кемского террейнов представлены в табл. 3. Все изученные образцы относятся к породам с многодоменной структурой магнитных минералов ($Jrs/Js < 0.05$). В то же время средние значения Jrs/Js в изученных образцах различаются между свитами больше чем в два раза. По данным термомагнитного анализа в изученных породах в качестве минерала-носителя магнетизма выступает магнетит и его катион-дефицитные разновидности с точками Кюри (Tc) от 575 до 610°C.

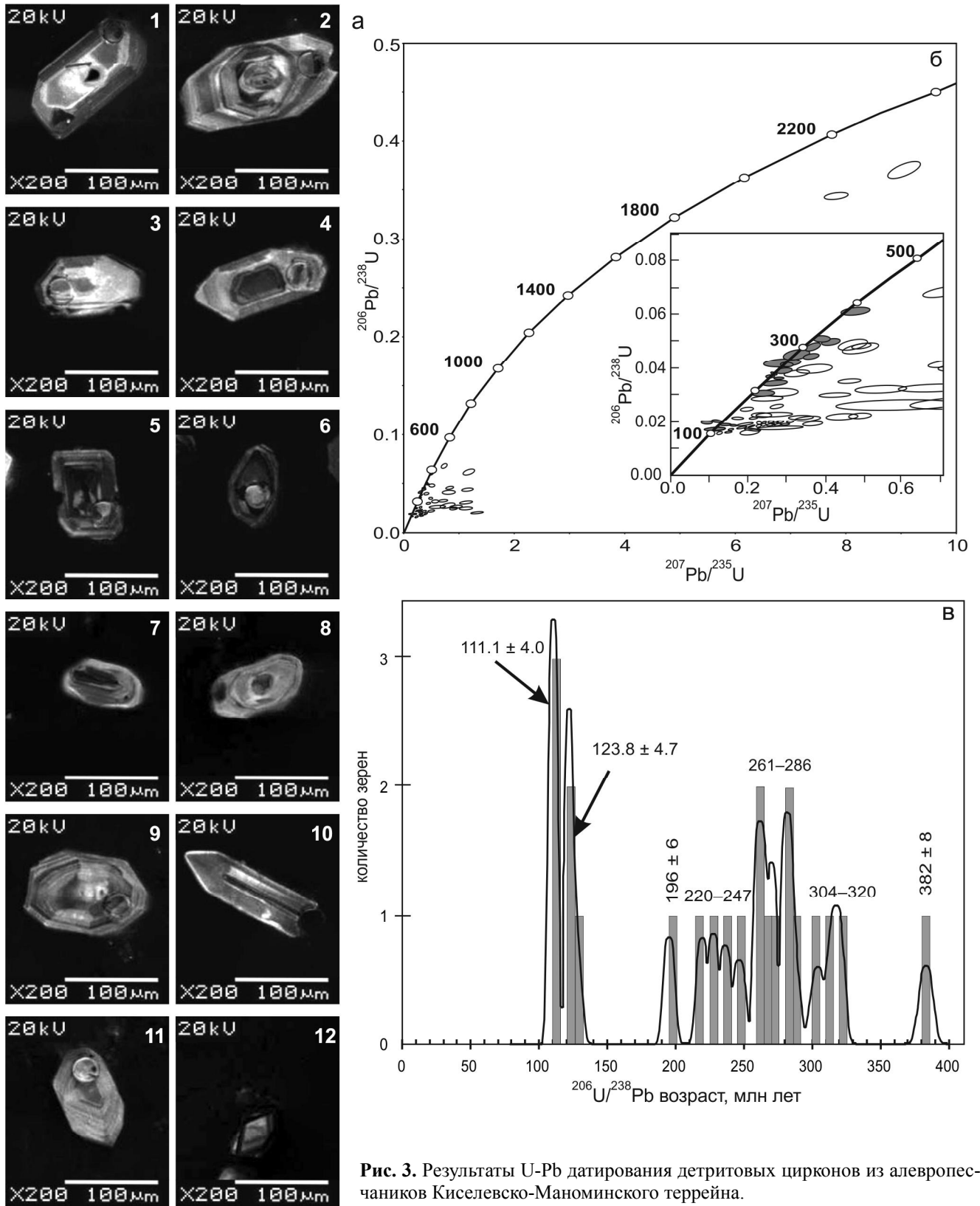


Рис. 3. Результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из алевропесчанников Киселевско-Маноминского террейна.

а – катодолуминесцентные изображения обломочных цирконов, по которым получены конкордантные датировки; б – диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ с конкордией для исследованных зерен, на врезке – фанерозойская часть диаграммы. Эллипсы серого цвета – овалы доверия ($\pm 2\sigma$) конкордантных U/Pb датировок. Числа у линии конкордии – возраст в млн лет; в – гистограмма и расчетная кривая распределений плотностей вероятности возрастов детритовых цирконов с конкордантными датировками.

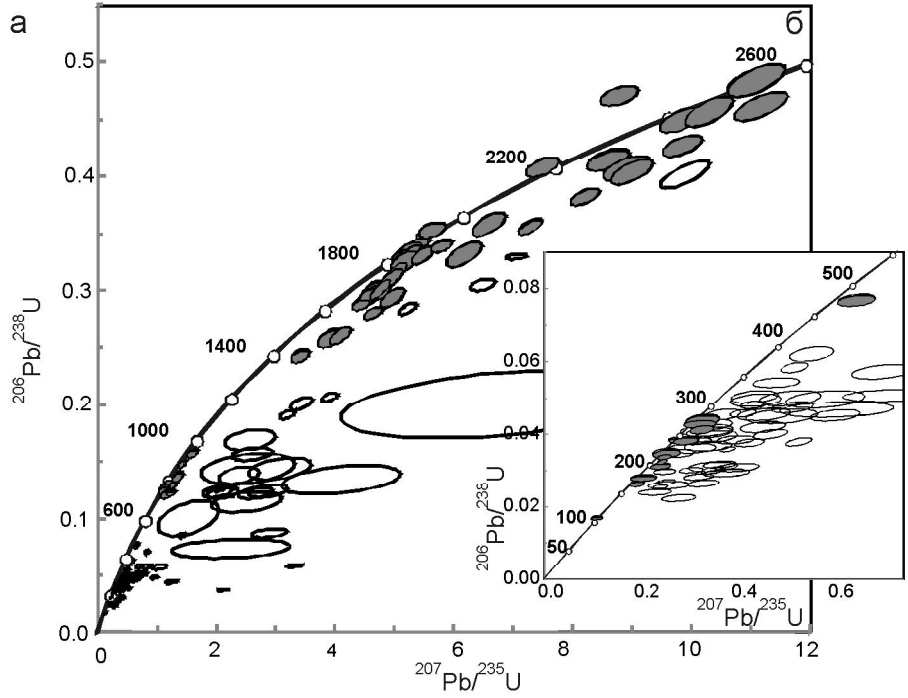
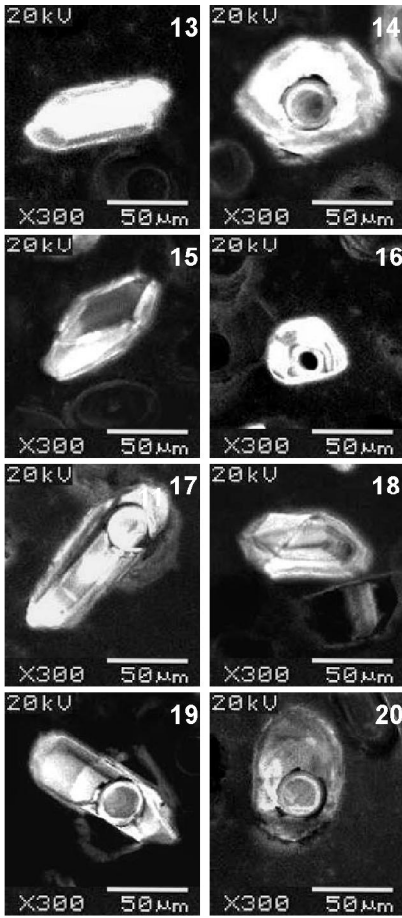


Рис. 4. Результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из песчаников Кемского террейна.

а – катодолуминесцентные изображения обломочных цирконов, по которым получены конкордантные датировки; б – диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ с конкордией для исследованных зерен, на врезке – фанерозойская часть диаграммы. Эллипсы серого цвета – овалы доверия ($\pm 2\sigma$) конкордантных U/Pb датировок. Числа у линии конкордии – возраст в млн лет; в – гистограмма и расчетная кривая распределений плотностей вероятности возрастов детритовых цирконов с конкордантными датировками.

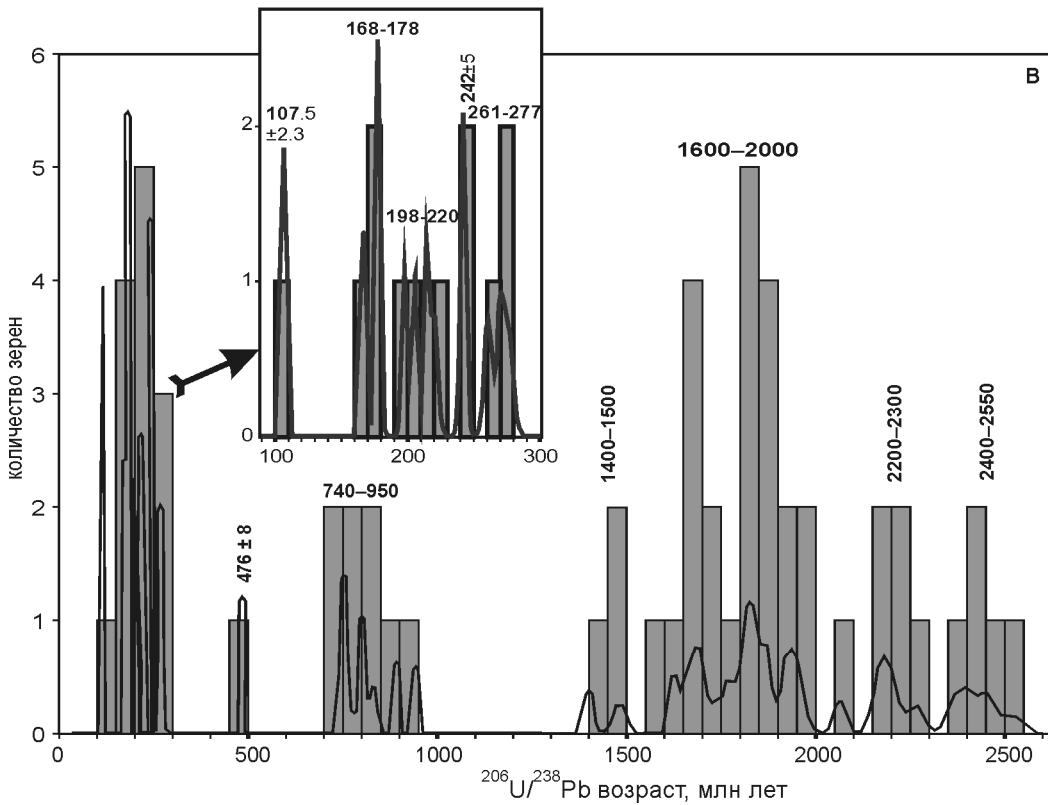


Таблица 2. Данные по геохронологическим исследованиям детритовых цирконов из песчаников Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов.

Киселевско-Маноминский террейн

Номер зерна	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		ρ	^{238}U - ^{206}Pb age (Ma)		^{235}U - ^{207}Pb age (Ma)		$^{206}\text{Pb}_c$	Th/U	% conc.
		Error $\pm (2\sigma)$		Error $\pm (2\sigma)$			Error $\pm (2\sigma)$		Error $\pm (2\sigma)$			
1	0.02581	0.0006	0.2735	0.0133	0.48	164.3	3.8	245.5	11.9	3.3	0.91	66.91
2	0.03595	0.00094	0.2687	0.0202	0.35	227.7	5.9	241.7	18.1	0	0.95	94.21
3	0.04188	0.00152	0.2892	0.0404	0.26	264.5	9.6	258	36.1	0	0.52	102.53
4	0.01669	0.00064	0.1283	0.0186	0.26	106.7	4.1	122.5	17.8	0	0.52	87.06
5	0.03069	0.00087	0.253	0.0219	0.33	194.8	5.5	229	19.8	4.4	0.55	85.07
6	0.0305	0.0012	1.1029	0.0945	0.46	193.7	7.6	754.7	64.7	28.74	0.75	25.66
7	0.01876	0.0005	0.1887	0.0124	0.41	119.8	3.2	175.5	11.5	1.97	0.21	68.29
8	0.02215	0.00089	0.2797	0.0345	0.33	141.3	5.7	250.4	30.9	2.52	0.86	56.41
9	0.06174	0.00212	1.1541	0.0876	0.45	386.2	13.3	779.1	59.2	6.64	0.64	49.57
10	0.02029	0.00077	1.3003	0.0858	0.58	129.5	4.9	845.8	55.8	2.88	0.48	15.31
11	0.03943	0.0014	0.3704	0.0388	0.34	249.3	8.9	320	33.5	0	0.82	77.93
12	0.0483	0.0013	0.3669	0.0185	0.54	304.1	8.2	317.4	16	0	0.49	95.81
13	0.02121	0.00097	0.3145	0.0409	0.35	135.3	6.2	277.7	36.1	2.15	0.19	48.73
14	0.01877	0.00056	0.1427	0.0108	0.4	119.9	3.6	135.5	10.2	1.61	0.34	88.49
15	0.0204	0.00089	0.2434	0.0323	0.33	130.2	5.7	221.2	29.4	3.37	1.23	58.87
16	0.04858	0.00143	0.4732	0.0316	0.44	305.8	9	393.4	26.3	2.35	0.48	77.73
17	0.01675	0.00035	0.1593	0.0097	0.35	107.1	2.3	150.1	9.1	1.97	0.93	71.36
18	0.03074	0.00073	0.2583	0.02	0.31	195.2	4.6	233.3	18	0	1.29	83.66
19	0.01915	0.00049	0.3682	0.0237	0.4	122.3	3.1	318.3	20.5	1.62	2.24	38.43
20	0.02345	0.00067	1.0986	0.0629	0.5	149.4	4.3	752.7	43.1	22.44	0.46	19.86
21	0.0181	0.00056	0.1771	0.0186	0.3	115.7	3.6	165.6	17.4	1.99	0.58	69.86
22	0.02109	0.00077	0.1696	0.0231	0.27	134.5	4.9	159	21.7	11.18	0.7	84.58
23	0.01898	0.00051	0.1587	0.0149	0.29	121.2	3.3	149.5	14	0	0.48	81.07
24	0.02199	0.00093	0.4599	0.0504	0.39	140.2	5.9	384.2	42.1	13.03	0.5	36.51
25	0.0259	0.00072	0.858	0.0448	0.54	164.8	4.6	629	32.8	26.43	1.08	26.2
26	0.04128	0.00099	0.7047	0.0312	0.54	260.8	6.2	541.6	24	8.69	0.46	48.15
27	0.02135	0.00059	0.1773	0.0148	0.33	136.2	3.8	165.7	13.8	0.88	0.6	82.2
28	0.04478	0.00133	0.8018	0.0561	0.42	282.4	8.4	597.8	41.8	8.96	0.32	47.23
29	0.032	0.00121	0.5436	0.056	0.37	203.1	7.7	440.8	45.4	0.1	0.9	46.07
30	0.03775	0.00108	0.3275	0.0282	0.33	238.9	6.8	287.6	24.8	0.91	0.15	83.05
31	0.04457	0.00107	0.3175	0.0192	0.4	281.1	6.7	280	16.9	0.05	0.36	100.41
32	0.03735	0.00102	0.2637	0.0116	0.62	236.4	6.5	237.6	10.5	0.13	0.27	99.48
33	0.01928	0.0006	0.2027	0.0139	0.45	123.1	3.8	187.4	12.9	0	0.56	65.69
34	0.03903	0.00119	0.288	0.0219	0.4	246.8	7.5	257	19.5	0.45	0.67	96.04
35	0.04531	0.00145	0.3269	0.0286	0.37	285.7	9.1	287.2	25.1	0.77	0.56	99.48
36	0.01834	0.00058	0.2017	0.0145	0.44	117.1	3.7	186.5	13.5	1.04	0.94	62.79
37	0.01854	0.00066	0.2392	0.0216	0.4	118.4	4.2	217.7	19.6	10.91	0.47	54.39
38	0.04743	0.00155	0.4902	0.0393	0.41	298.7	9.7	405	32.4	2.06	0.54	73.75
39	0.02112	0.00074	0.3563	0.0282	0.44	134.8	4.7	309.4	24.5	4.21	1.21	43.55
40	0.02028	0.00078	0.2614	0.027	0.37	129.4	5	235.8	24.4	0	0.53	54.9
41	0.01775	0.00081	0.2735	0.0602	0.21	113.5	5.2	245.5	54.1	14.99	1.2	46.22
42	0.02863	0.00077	0.2501	0.0359	0.19	182	4.9	226.6	32.6	2.18	0.85	80.3
43	0.01889	0.00053	0.2735	0.0304	0.25	120.6	3.4	245.5	27.3	6.47	0.5	49.14
44	0.34443	0.00313	7.8317	0.1767	0.4	1908	17.3	2211.8	49.9	0.31	0.31	86.26
45	0.03494	0.00062	0.4617	0.0237	0.35	221.4	3.9	385.4	19.8	6.53	1.34	57.45
46	0.02632	0.00061	0.8919	0.0475	0.43	167.5	3.9	647.4	34.4	30.5	0.57	25.87
47	0.01991	0.00095	0.1417	0.061	0.11	127.1	6.1	134.6	58	0	0.46	94.43
48	0.02444	0.00063	0.8748	0.0528	0.43	155.6	4	638.1	38.5	13.71	0.37	24.39
49	0.04126	0.00078	0.2912	0.0232	0.24	260.7	5	259.5	20.7	0	0.49	100.45
50	0.01729	0.00046	0.1471	0.0195	0.2	110.5	2.9	139.3	18.4	0	0.77	79.31

Таблица 2. (Продолжение).

Номер зерна	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		ρ	$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ age (Ma)		$^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb}$ age (Ma)		$^{206}\text{Pb}_C$	Th/U	% conc.
		Error $\pm (2\sigma)$		Error $\pm (2\sigma)$			Error $\pm (2\sigma)$		Error $\pm (2\sigma)$			
51	0.0225	0.00079	0.2713	0.0449	0.21	143.5	5	243.7	40.4	0	0.2	58.87
52	0.01918	0.00067	0.134	0.0327	0.14	122.5	4.3	127.7	31.2	0	0.63	95.93
53	0.04562	0.00109	0.7963	0.0586	0.33	287.5	6.9	594.7	43.8	8.32	0.27	48.35
54	0.02133	0.00056	0.4507	0.0301	0.4	136.1	3.6	377.7	25.2	13.5	0.86	36.02
55	0.05003	0.00109	0.4056	0.028	0.32	314.7	6.8	345.7	23.8	0.73	0.46	91.05
56	0.04812	0.00088	0.4935	0.0216	0.42	303	5.6	407.3	17.8	2.32	0.57	74.39
57	0.01907	0.00058	0.1362	0.0167	0.25	121.8	3.7	129.6	15.9	0.4	0.2	93.94
58	0.0308	0.00091	0.2376	0.0272	0.26	195.5	5.8	216.5	24.8	0	0.62	90.34
59	0.03077	0.00103	0.2818	0.0392	0.24	195.4	6.5	252	35.1	7.37	0.91	77.51
60	0.02471	0.00097	1.0993	0.0978	0.44	157.3	6.2	753	67	39.35	0.59	20.9
61	0.01734	0.00048	0.1305	0.0159	0.23	110.8	3.1	124.5	15.2	1.04	0.45	88.98
62	0.02986	0.00074	0.4241	0.0342	0.31	189.7	4.7	359	29	0	0.26	52.84
63	0.04354	0.00124	1.1287	0.0841	0.38	274.7	7.8	767.1	57.2	12.3	0.42	35.82
64	0.0261	0.00117	0.915	0.101	0.41	166.1	7.5	659.7	72.8	0.16	0.92	25.18
65	0.01967	0.00046	0.2312	0.0186	0.29	125.6	2.9	211.2	17	3.62	0.77	59.47
66	0.03242	0.00122	0.6845	0.0754	0.34	205.7	7.7	529.5	58.3	10.86	0.46	38.84
67	0.0173	0.00052	0.1234	0.0209	0.18	110.6	3.3	118.1	20	0	0.56	93.62
68	0.01849	0.00055	0.2562	0.0271	0.28	118.1	3.5	231.6	24.5	7.36	3.51	51.01
69	0.01737	0.00059	0.1886	0.0298	0.22	111	3.8	175.4	27.8	3.48	0.4	63.28
70	0.01694	0.00041	0.1301	0.0126	0.25	108.3	2.6	124.2	12	0	1.1	87.22
71	0.01721	0.00064	0.1255	0.0318	0.15	110	4.1	120	30.4	0.72	0.58	91.66
72	0.37154	0.00674	9.0635	0.2441	0.67	2036.6	36.9	2344.3	63.1	0.09	0.62	86.87
73	0.06129	0.00128	0.479	0.0302	0.33	383.5	8	397.4	25	0.13	0.89	96.5
74	0.0509	0.001	0.3913	0.0199	0.38	320	6.3	335.3	17.1	1.49	0.91	95.45
75	0.02628	0.00151	0.5835	0.1283	0.26	167.2	9.6	466.7	102.6	6.65	1	35.83
76	0.01764	0.00071	0.1255	0.0174	0.29	112.7	4.5	120	16.6	2.01	0.54	93.89
77	0.01786	0.00052	0.1491	0.012	0.36	114.1	3.3	141.1	11.4	0.17	0.65	80.87
78	0.02699	0.0021	0.7669	0.1206	0.5	171.7	13.4	578	90.9	22.57	0.72	29.71
79	0.01608	0.00067	0.1401	0.0185	0.32	102.8	4.3	133.1	17.6	4.4	1.17	77.25
80	0.01581	0.00062	0.2052	0.0217	0.37	101.1	3.9	189.5	20	9.6	0.55	53.38
81	0.06816	0.00175	0.704	0.04	0.45	425.1	10.9	541.2	30.8	2.47	0.39	78.55
82	0.02109	0.00124	0.2237	0.0378	0.35	134.6	7.9	205	34.6	10.23	0.87	65.64
83	0.04201	0.00105	0.3044	0.016	0.47	265.3	6.6	269.8	14.2	0.22	0.45	98.33
84	0.04045	0.00163	0.8002	0.0896	0.36	255.6	10.3	596.9	66.8	4.92	0.59	42.82
85	0.01716	0.00042	0.1338	0.0116	0.28	109.7	2.7	127.5	11	4.55	0.17	86
86	0.0184	0.00063	0.1883	0.0227	0.28	117.6	4	175.2	21.1	0	0.46	67.1
87	0.0447	0.00106	0.3493	0.0284	0.29	281.9	6.7	304.2	24.7	0.59	0.83	92.68
88	0.03463	0.00095	0.268	0.0271	0.27	219.5	6	241.1	24.4	0	0.82	91.02
89	0.043	0.00075	0.3084	0.0129	0.42	271.4	4.7	272.9	11.4	0	0.91	99.45
90	0.02467	0.00055	0.1978	0.0143	0.31	157.1	3.5	183.2	13.3	0.27	0.13	85.75
91	0.01676	0.00047	0.2133	0.0184	0.33	107.2	3	196.3	16.9	3.91	0.52	54.6

Кемский террейн

Номер зерна	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		ρ	$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ age (Ma)		$^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb}$ age (Ma)		$^{206}\text{Pb}_C$	Th/U	% conc.
		Error $\pm (2\sigma)$		Error $\pm (2\sigma)$			Error $\pm (2\sigma)$		Error $\pm (2\sigma)$			
1	2.65267	0.8884	263.9325	115.544	0.765	8351.1	2796.8	5665.1	2480.1	76.47	0.83	147.41
2	0.13239	0.00235	1.2169	0.0665	0.325	801.5	14.2	808.3	44.2	0	0.11	99.15
3	0.04036	0.00118	0.3406	0.0388	0.256	255.1	7.4	297.6	33.9	2.63	0.48	85.7
4	0.01682	0.00036	0.1086	0.0095	0.245	107.5	2.3	104.7	9.1	0	1.53	102.72
5	0.3527	0.00514	5.6425	0.1774	0.464	1947.5	28.4	1922.6	60.5	0	0.16	101.3
6	0.07672	0.00124	0.6441	0.0314	0.331	476.5	7.7	504.8	24.6	0.63	1.15	94.39

Таблица 2. (Продолжение).

Номер зерна	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		ρ	$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ age (Ma)		$^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb}$ age (Ma)		$^{206}\text{Pb}_c$	Th/U	% conc.
		Error $\pm (2\sigma)$		Error $\pm (2\sigma)$			Error $\pm (2\sigma)$		Error $\pm (2\sigma)$			
7	0.30413	0.00424	6.4816	0.1807	0.5	1711.8	23.8	2043.3	57	0.27	1.06	83.77
8	0.33372	0.00454	5.3019	0.1101	0.655	1856.4	25.3	1869.1	38.8	0.12	0.2	99.32
9	0.349	0.00477	5.5043	0.1157	0.65	1929.8	26.4	1901.2	40	0.29	0.28	101.51
10	0.04776	0.00098	0.9439	0.0458	0.422	300.8	6.2	674.9	32.8	8.67	0.96	44.56
11	0.04914	0.00136	0.4359	0.0429	0.281	309.3	8.6	367.3	36.2	0	0.69	84.2
12	0.04549	0.00087	0.4101	0.0224	0.35	286.7	5.5	348.9	19.1	0.54	0.48	82.18
13	0.02524	0.00048	0.2391	0.0128	0.355	160.7	3.1	217.6	11.7	2.08	0.69	73.84
14	0.12137	0.00251	1.138	0.0693	0.34	738.4	15.3	771.5	47	0.3	0.62	95.71
15	0.3297	0.00532	5.1657	0.1615	0.516	1836.9	29.6	1846.9	57.8	0	0.24	99.46
16	0.03082	0.00107	0.3476	0.0415	0.291	195.7	6.8	302.9	36.1	0	1.45	64.61
17	0.03069	0.00092	0.3978	0.0374	0.317	194.8	5.8	340	32	0	0.42	57.3
18	0.0434	0.00127	1.2379	0.0865	0.42	273.9	8	817.9	57.1	13.58	0.62	33.49
19	0.02986	0.00077	0.347	0.0197	0.452	189.7	4.9	302.4	17.2	2.99	0.67	62.73
20	0.03243	0.00073	0.2427	0.0085	0.639	205.8	4.6	220.7	7.7	0.14	0.11	93.25
21	0.2006	0.00493	3.4261	0.1509	0.558	1178.5	29	1510.3	66.5	0	0.28	78.03
22	0.04178	0.00126	0.4507	0.0379	0.358	263.9	7.9	377.8	31.7	0	0.48	69.84
23	0.03913	0.00128	0.3526	0.037	0.311	247.4	8.1	306.6	32.2	0	1.04	80.7
24	0.04496	0.00129	0.5997	0.042	0.409	283.5	8.1	477	33.4	3.53	0.47	59.43
25	0.02616	0.00079	0.3283	0.0264	0.377	166.4	5.1	288.2	23.2	5.27	1.18	57.75
26	0.04524	0.00147	0.4521	0.0448	0.327	285.2	9.2	378.7	37.5	0	0.68	75.31
27	0.31037	0.00697	4.9529	0.1536	0.724	1742.5	39.1	1811.3	56.2	0	0.17	96.21
28	0.24256	0.00442	3.4164	0.1264	0.493	1400	25.5	1508.1	55.8	0.28	0.87	92.83
29	0.04087	0.0014	0.3351	0.0443	0.258	258.2	8.8	293.4	38.8	6.49	0.72	88
30	0.32655	0.00554	5.1377	0.1478	0.589	1821.7	30.9	1842.3	53	0.15	0.16	98.88
31	0.42666	0.00721	9.8469	0.2658	0.626	2290.6	38.7	2420.5	65.3	0.61	0.34	94.64
32	0.14862	0.00253	1.4176	0.046	0.525	893.2	15.2	896.3	29.1	0.06	0.72	99.65
33	0.12311	0.00438	2.0066	0.2093	0.341	748.4	26.6	1117.7	116.6	0	0.5	66.96
34	0.08702	0.0032	2.8958	0.2452	0.434	537.9	19.8	1380.8	116.9	17.68	0.52	38.96
35	0.4079	0.00705	7.5018	0.2238	0.58	2205.3	38.1	2173.1	64.8	0.41	0.29	101.48
36	0.16828	0.00723	2.5638	0.3402	0.324	1002.7	43.1	1290.3	171.2	0	0.38	77.71
37	0.0383	0.00054	0.2772	0.0167	0.236	242.3	3.4	248.5	15	0	0.95	97.52
38	0.12515	0.00158	2.0339	0.0779	0.329	760.1	9.6	1126.9	43.2	2.25	0.76	67.46
39	0.04283	0.00085	0.3218	0.0277	0.23	270.3	5.4	283.3	24.4	0	1.09	95.44
40	0.1229	0.00158	1.2366	0.0573	0.277	747.2	9.6	817.3	37.9	1.4	0.7	91.43
41	0.32875	0.00257	7.0548	0.1451	0.38	1832.3	14.3	2118.3	43.6	0.12	0.13	86.5
42	0.02919	0.00087	0.3755	0.0396	0.282	185.5	5.5	323.7	34.2	0	0.78	57.3
43	0.0582	0.00094	3.3143	0.1159	0.46	364.7	5.9	1484.4	51.9	1.36	0.68	24.57
44	0.15641	0.0051	2.5991	0.2681	0.316	936.8	30.5	1300.4	134.1	0	0.43	72.04
45	0.02802	0.00046	0.1953	0.0142	0.227	178.2	2.9	181.1	13.1	0	0.12	98.36
46	0.0345	0.00097	0.2758	0.028	0.276	218.7	6.1	247.3	25.1	0	0.68	88.43
47	0.34083	0.00447	5.4236	0.1329	0.535	1890.6	24.8	1888.5	46.3	0	0.12	100.11
48	0.30188	0.00456	4.7118	0.1609	0.443	1700.6	25.7	1769.3	60.4	0.01	0.34	96.12
49	0.20639	0.00287	3.9074	0.108	0.503	1209.5	16.8	1615.2	44.6	0.1	0.37	74.89
50	0.12358	0.00493	2.8671	0.2692	0.425	751.1	30	1373.3	129	5.05	0.32	54.7
51	0.10012	0.01271	1.5197	0.4203	0.459	615.1	78.1	938.3	259.5	0	0.29	65.55
52	0.33856	0.00446	5.796	0.1425	0.536	1879.7	24.8	1945.7	47.8	0.34	0.26	96.61
53	0.28733	0.00392	4.4391	0.1219	0.497	1628.2	22.2	1719.6	47.2	0.28	0.3	94.68
54	0.04788	0.00082	0.4312	0.0222	0.332	301.5	5.1	364	18.7	0.59	0.92	82.83
55	0.05743	0.00185	0.8297	0.0838	0.319	360	11.6	613.4	62	0	1.51	58.69
56	0.12132	0.00423	2.0951	0.2147	0.34	738.2	25.7	1147.2	117.6	0	0.43	64.35
57	0.15812	0.00271	1.6029	0.0725	0.38	946.3	16.2	971.3	43.9	0.26	0.3	97.43
58	0.03831	0.0008	0.2927	0.0216	0.285	242.3	5.1	260.7	19.2	0.04	0.94	92.95

Таблица 2. (Продолжение).

Номер зерна	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		ρ	^{238}U - ^{206}Pb age (Ma)		^{235}U - ^{207}Pb age (Ma)		$^{206}\text{Pb}_c$	Th/U	% conc.
		Error $\pm (2\sigma)$		Error $\pm (2\sigma)$			Error $(2\sigma) \pm$		Error $(2\sigma) \pm$			
59	0.0312	0.00063	0.2395	0.0165	0.292	198	4	218	15	0	0.58	90.85
60	0.03566	0.00055	0.3779	0.013	0.45	225.9	3.5	325.5	11.2	3.42	0.15	69.38
61	0.19099	0.00292	3.1917	0.0959	0.51	1126.7	17.2	1455.1	43.7	0.37	0.3	77.43
62	0.13302	0.01077	4.0887	0.8252	0.401	805.1	65.2	1652	333.4	4.95	0.22	48.73
63	0.47003	0.00713	8.792	0.251	0.532	2483.7	37.7	2316.6	66.1	0	0.58	107.21
64	0.05697	0.00166	0.6983	0.0527	0.387	357.2	10.4	537.7	40.6	0	0.55	66.43
65	0.25884	0.00623	3.9224	0.1697	0.556	1483.9	35.7	1618.3	70	0.24	0.81	91.7
66	0.05705	0.0021	1.0402	0.0987	0.387	357.7	13.1	724	68.7	11.95	0.8	49.4
67	0.03766	0.00089	0.5244	0.0217	0.569	238.3	5.6	428	17.7	5.66	0.28	55.67
68	0.46103	0.01047	11.1794	0.3615	0.703	2444.1	55.5	2538.1	82.1	0.23	0.47	96.3
69	0.29323	0.00662	4.5619	0.1533	0.672	1657.6	37.4	1742.3	58.5	0.14	0.08	95.14
70	0.04478	0.00173	0.4899	0.0609	0.311	282.4	10.9	404.8	50.3	6.09	0.7	69.76
71	0.06191	0.00163	0.5509	0.0369	0.392	387.2	10.2	445.5	29.9	0.61	0.81	86.9
72	0.45643	0.01035	10.3031	0.3333	0.701	2423.8	54.9	2462.3	79.7	0.02	0.37	98.44
73	0.03147	0.00078	0.3617	0.0279	0.323	199.7	5	313.5	24.2	0	0.14	63.72
74	0.27958	0.00444	4.6341	0.1224	0.601	1589.2	25.2	1755.4	46.4	0.37	0.08	90.54
75	0.03825	0.00096	0.3954	0.0322	0.308	241.9	6.1	338.3	27.6	2.18	1.17	71.52
76	0.02806	0.00072	0.3184	0.0256	0.318	178.4	4.6	280.6	22.6	4.13	1.41	63.56
77	0.03384	0.00059	0.2477	0.0114	0.38	214.6	3.7	224.7	10.3	0.53	0.47	95.49
78	0.28284	0.00436	5.2175	0.1209	0.664	1605.6	24.7	1855.4	43	0.33	0.15	86.54
79	0.12149	0.00411	2.6581	0.2366	0.38	739.1	25	1316.8	117.2	13.88	0.33	56.13
80	0.03786	0.00081	0.3169	0.0216	0.312	239.6	5.1	279.5	19.1	0	0.87	85.72
81	0.38162	0.00598	8.2172	0.1993	0.646	2083.8	32.7	2255.2	54.7	0.2	0.99	92.4
82	0.03978	0.00115	0.4668	0.0284	0.476	251.4	7.3	388.9	23.6	3.39	0.57	64.65
83	0.13719	0.00373	1.3539	0.0683	0.539	828.8	22.5	869.2	43.8	0.65	1.12	95.35
84	0.30032	0.00759	4.7702	0.1465	0.823	1692.9	42.8	1779.6	54.7	0.32	43.76	95.13
85	0.13727	0.00604	2.3795	0.2769	0.378	829.2	36.5	1236.4	143.9	0	3.08	67.07
86	0.40096	0.01041	9.8991	0.3384	0.759	2173.5	56.4	2425.3	82.9	0	1.24	89.62
87	0.33068	0.0088	6.1808	0.2432	0.676	1841.7	49	2001.7	78.8	0	0.82	92.01
88	0.04966	0.00177	0.5066	0.0521	0.345	312.4	11.1	416.1	42.8	0	0.67	75.08
89	0.04943	0.00194	0.5792	0.0666	0.341	311	12.2	463.9	53.3	1.9	0.62	67.04
90	0.14324	0.00782	3.0646	0.4357	0.384	863	47.1	1423.8	202.4	7.05	1.13	60.61
91	0.13068	0.00268	1.2771	0.0529	0.495	791.7	16.2	835.5	34.6	0	0.41	94.76
92	0.04385	0.00108	0.3271	0.0283	0.286	276.6	6.8	287.3	24.9	0.12	0.7	96.28
93	0.0373	0.00087	0.4228	0.0254	0.386	236.1	5.5	358.1	21.5	2.99	0.46	65.93
94	0.40656	0.00868	8.9152	0.3257	0.584	2199.2	46.9	2329.3	85.1	0	0.27	94.42
95	0.02374	0.00072	0.2282	0.028	0.248	151.2	4.6	208.7	25.6	1.93	0.25	72.46
96	0.03644	0.00109	0.3373	0.0404	0.249	230.7	6.9	295.1	35.4	0.15	1.3	78.17
97	0.0359	0.00109	0.3042	0.0402	0.23	227.4	6.9	269.7	35.6	0	0.72	84.32
98	0.07264	0.00666	2.2302	0.8225	0.249	452	41.4	1190.5	439.1	0.75	0.61	37.97
99	0.40377	0.00865	9.01	0.2886	0.669	2186.4	46.8	2338.9	74.9	0.14	0.59	93.48
100	0.29333	0.00683	4.9653	0.1705	0.678	1658.1	38.6	1813.4	62.3	0.02	0.14	91.44
101	0.48399	0.01151	11.1031	0.3951	0.669	2544.6	60.5	2531.7	90.1	0.03	0.71	100.51
102	0.04714	0.00126	0.5105	0.0352	0.389	296.9	8	418.8	28.9	0.38	0.63	70.9
103	0.2605	0.00612	4.0882	0.1461	0.657	1492.4	35.1	1651.9	59	0.2	0.03	90.34
104	0.32423	0.00775	5.1733	0.1964	0.63	1810.3	43.3	1848.2	70.2	0	0.31	97.95
105	0.02566	0.00084	0.2566	0.0344	0.243	163.3	5.3	231.9	31.1	2.05	0.85	70.43
106	0.35815	0.00835	6.5924	0.2251	0.683	1973.4	46	2058.3	70.3	0	0.42	95.88
107	0.0467	0.00175	0.6031	0.0961	0.236	294.3	11	479.2	76.4	0	1.07	61.41
108	0.04528	0.00122	0.3687	0.0299	0.332	285.5	7.7	318.7	25.8	0.37	0.54	89.59
109	0.35618	0.00555	7.2922	0.1596	0.712	1964.1	30.6	2147.8	47	0.15	0.46	91.45
110	0.05398	0.00114	0.4779	0.0393	0.256	338.9	7.1	396.6	32.6	0	0.16	85.46

Таблица 2. (Окончание).

Номер зерна	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		ρ	^{238}U - ^{206}Pb age (Ma)		^{235}U - ^{207}Pb age (Ma)		$^{206}\text{Pb}_c$	Th/U	% conc.
		Error $\pm (2\sigma)$		Error $\pm (2\sigma)$			Error $\pm (2\sigma)$		Error $\pm (2\sigma)$			
111	0.05048	0.00147	0.7261	0.0902	0.234	317.5	9.2	554.2	68.8	1.97	0.66	57.28
112	0.31744	0.00498	5.071	0.1182	0.673	1777.2	27.9	1831.2	42.7	0	0.23	97.05
113	0.07016	0.0012	0.8206	0.0302	0.464	437.1	7.5	608.3	22.4	0	0.05	71.85
114	0.02994	0.00061	0.3029	0.0206	0.297	190.2	3.8	268.6	18.3	1.4	1.08	70.8
115	0.03624	0.00074	2.1109	0.0746	0.582	229.5	4.7	1152.3	40.7	49.17	1.56	19.92
116	0.02946	0.0006	0.2482	0.019	0.265	187.2	3.8	225.1	17.2	1.83	0.44	83.16
117	0.028	0.00061	0.205	0.0214	0.21	178	3.9	189.4	19.7	0	0.48	94
118	0.08423	0.00168	1.416	0.0476	0.594	521.3	10.4	895.7	30.1	1.44	0.34	58.21
119	0.02669	0.00062	0.2508	0.0158	0.37	169.8	4	227.2	14.4	0.13	0.67	74.74
120	0.04131	0.00092	0.3252	0.0195	0.372	260.9	5.8	285.9	17.2	0.75	0.18	91.27
121	0.33046	0.00629	5.4835	0.1511	0.69	1840.6	35	1898	52.3	0	0.38	96.98
122	0.0501	0.0014	0.434	0.0398	0.304	315.1	8.8	366	33.6	2.22	0.37	86.09
123	0.02632	0.00059	0.1919	0.0119	0.36	167.5	3.7	178.2	11.1	0.83	0.47	93.98
124	0.0582	0.0012	0.5162	0.0228	0.465	364.7	7.5	422.6	18.7	1.29	0.83	86.29
125	0.02212	0.00076	0.2773	0.0297	0.32	141	4.8	248.5	26.6	0	0.52	56.75
126	0.44981	0.0089	9.8557	0.3039	0.642	2394.4	47.4	2421.3	74.7	0.3	0.71	98.89
127	0.11425	0.00754	2.5042	0.4796	0.344	697.4	46	1273.2	243.9	0	0.45	54.77
128	0.04243	0.00118	0.3452	0.0342	0.281	267.9	7.4	301.1	29.8	0	0.6	88.98
129	0.29744	0.00594	4.6797	0.1956	0.478	1678.6	33.5	1763.6	73.7	0	0.68	95.18
130	0.14302	0.01117	2.5228	0.6467	0.305	861.7	67.3	1278.6	327.8	0	0.37	67.4
131	0.19939	0.02428	6.7179	2.1522	0.38	1172	142.7	2074.9	664.7	0	0.45	56.49
132	0.41382	0.00767	8.593	0.2854	0.558	2232.4	41.4	2295.7	76.2	0	0.46	97.24
133	0.03472	0.0009	0.2515	0.0233	0.279	220	5.7	227.8	21.1	0	0.49	96.61
134	0.12534	0.00243	1.101	0.0492	0.434	761.2	14.8	753.8	33.7	0	0.72	100.98
135	0.3348	0.00607	5.2637	0.1688	0.566	1861.6	33.8	1862.9	59.7	0	0.09	99.93

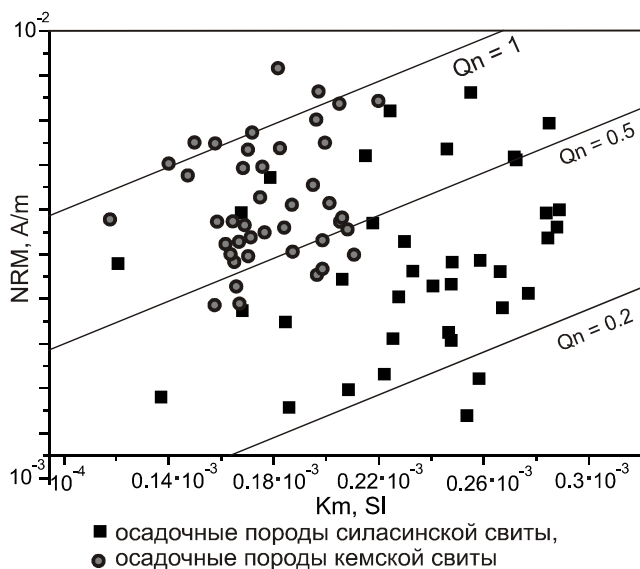
Рис. 5. Отношение Кенигсбергера (Q_n) пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов.

Таблица 3. Гистерезисные параметры осадочных пород Киселевско-Маноминского и Кемского террейнов.

№ образца	Нс, мТл	Нсг/Нс	Js, А/м	Jrs/Js
Киселевско-Маноминский террейн				
D14/2205	17	25.18	0.158	0.0018
D14/2210	11	27.45	0.172	0.0020
D14/2213	10	28.12	0.168	0.0021
D14/2408	15	16.52	0.169	0.0024
D14/2410	14	15.33	0.173	0.0029
D14/2413	19	12.07	0.165	0.0028
Среднее	14	20.78	0.167	0.0023
Кемский террейн				
K15/0523	22	11.48	0.081	0.0054
K15/0505	22	12.37	0.081	0.0046
K15/0522	22	11.86	0.100	0.0035
K15/0516	22	11.87	0.078	0.0046
K15/0529	16	11.14	0.145	0.0032
K15/0519	22	10.34	0.110	0.0043
Среднее	21	11.51	0.099	0.0043

Таблица 4.

Точка отбора	Элементы залегания		N	Анизотропия начальной магнитной восприимчивости					
	Азимут падения, °	Угол падения, °		max		int		min	
				Dec, °	Inc, °	Dec, °	Inc, °	Dec, °	Inc, °
<i>Киселевско-Маноминский террейн</i>									
D14/22 (песчаники)	265	60	23	227	59	339	13	76	27
D14/24 (песчаники)	220	90	10	321	82	230	0	140	8
<i>Кемский террейн</i>									
K15/5 (песчаники)	304	50	19	236	3	330	49	143	41
K15/6 (песчаники)	310	35	8	265	31	10	25	132	48
K15/7 (песчаники)	305	60	8	262	48	53	38	155	15

Примечание. N – количество определений (образцов); max, int, min – максимальная, средняя, минимальная оси эллипсоида анизотропии начальной магнитной восприимчивости, соответственно; Dec, Inc – величины склонения и наклонения осей эллипсоида анизотропии начальной магнитной восприимчивости, соответственно.

Для выявления возможного влияния тектонических напряжений на изучаемые породы исследовалась их анизотропия начальной магнитной восприимчивости (AMS).

При изучении осадочных пород силасинской свиты установлены небольшие значения величины AMS, для которых значения P [30] находятся в интервале от 1.025 до 1.051. Установлено, что у большинства изученных образцов линейный тип магнитной анизотропии, что свойственно для турбидитовых потоков. Ориентировки максимальных осей эллипсоидов AMS изученных осадочных пород силасинской свиты близки направлениям их залегания (табл. 4).

Значения величины AMS для пород Кемского террейна несколько меньше, чем для пород Киселевско-Маноминского террейна, $P = 1.015-1.032$. Большинство изученных образцов имеет плоскостной тип анизотропии, что характерно для осадочных пород, за исключением турбидитовых потоков. Ориентировки максимальных осей эллипсоидов AMS изученных осадочных пород кемской свиты близки направлениям их залегания (табл. 4), так же как и для пород Киселевско-Маноминского террейна.

По результатам проведенных петромагнитных исследований можно заключить следующее.

1. Основным носителем намагниченности в изученных породах является магнетит и его катион-дефицитные разновидности. Магнитные минералы в изученных породах имеют многодоменную структуру.

2. Величины начальной магнитной восприимчивости, естественной остаточной намагниченности и отношения Кенигсбергера в изученных образцах Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов близки между собой, однако имеют некоторые различия, что

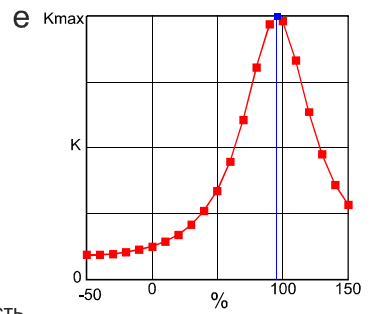
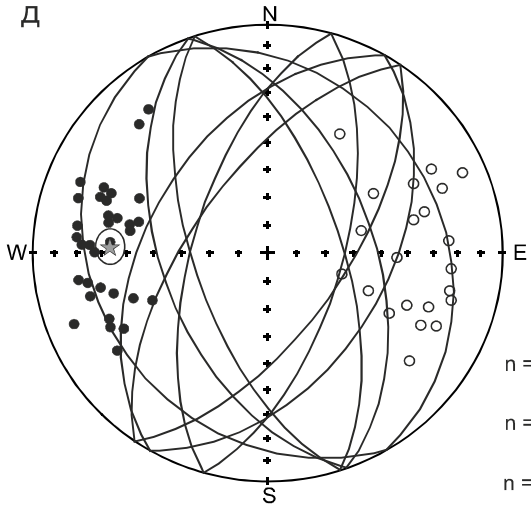
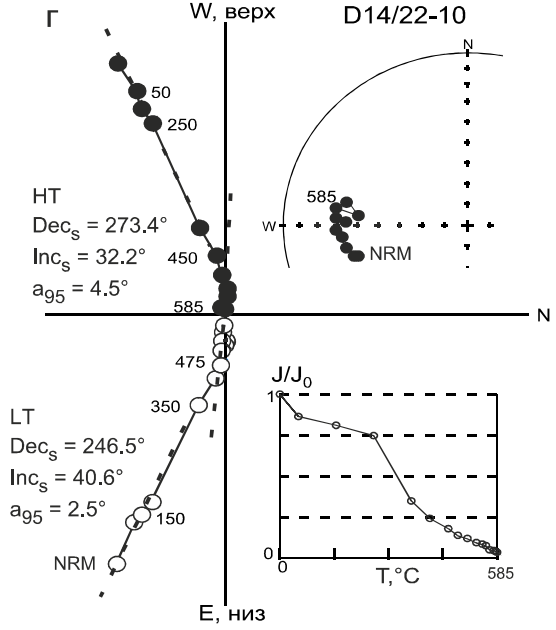
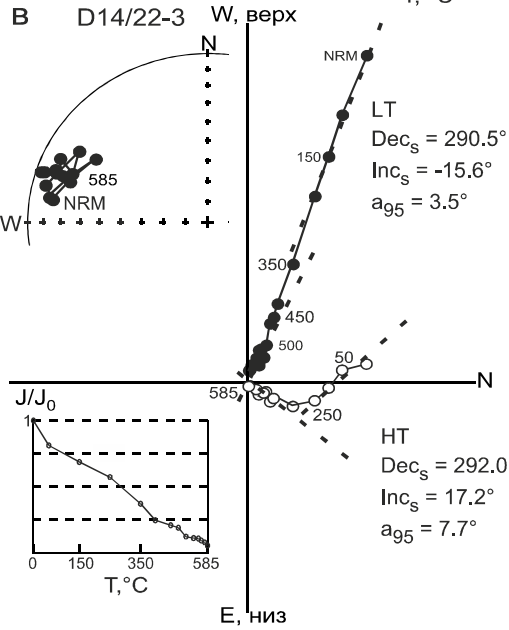
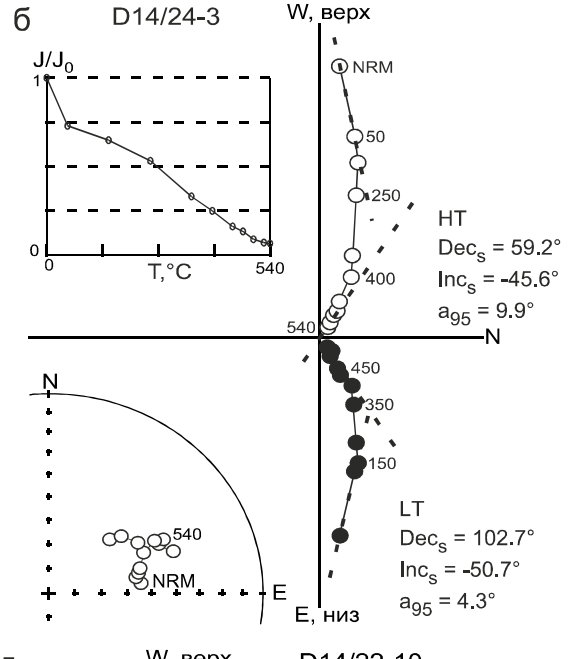
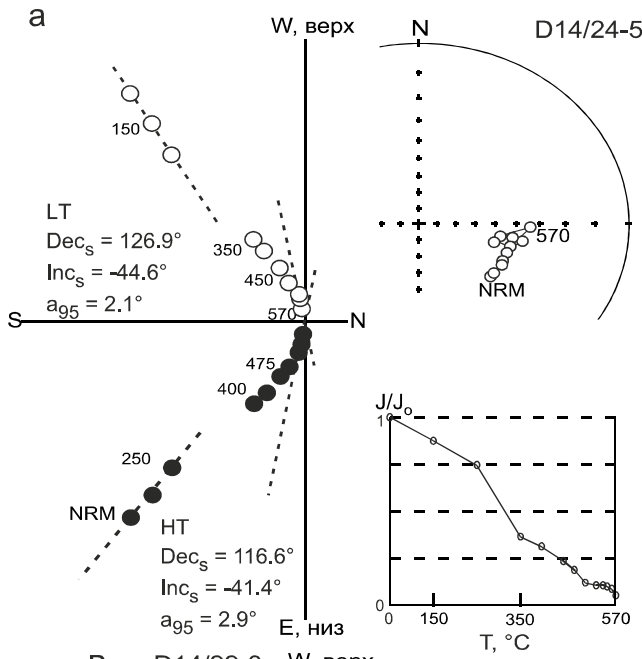
говорит о различных концентрациях и состояниях (размер зерен) магнитных минералов в породе.

3. Анизотропия начальной магнитной восприимчивости в изученных образцах связана с формой геологического тела, однако имеет существенные отличия: преимущественно плоскостным типом анизотропии обладают породы Кемского террейна, тогда как породы Киселевско-Маноминского террейна имеют линейный тип анизотропии. Такое различие связано, по всей вероятности, с разными условиями формирования изученных осадочных пород.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов прошли полный цикл петро- и палеомагнитных исследований, на основании которых для образцов пород обеих свит были выделены современная и древняя компоненты намагниченности. Проведенные тесты складки и обращения указывают на однозначно «доскладчатый» возраст древних компонент намагниченности пород как Киселевско-Маноминского, так и Кемского террейнов и, с большой вероятностью, на их первичность. Палеомагнитные результаты для пород Киселевско-Маноминского террейна представлены на рисунке 6 и подробно описаны в [5, 6, 18], поэтому в данной работе более подробно будут представлены данные палеомагнитного изучения пород Кемского террейна.

В ходе исследования образцов пород кемской свиты выделены 2 компонента: низкокоэрцитивная компонента была выделена в переменных полях от 0 до 20 мТл, а высококоэрцитивная компонента выделялась в переменных полях между 20 и 90 мТл. Результаты размагничивания переменным полем представлены на рисунке 7 а–г.



N-полярность
n = 33, Dec_S = 273.3°, Inc_S = 29.3°, K = 16.9, a₉₅ = 6.3°
R-полярность
n = 28, Dec_S = 89.1°, Inc_S = -38.1°, K = 11.2, a₉₅ = 8.5°
N-полярность + R-полярность
n = 61, Dec_S = 271.7°, Inc_S = 33.3°, K = 13.5, a₉₅ = 5.1°

В образце А16/01-08 (рис. 7 а) низкокоэрцитивная компонента выделяется в интервале от 2 до 18 мТл, а ее направление составляет $Dec_s = 70^\circ$, $Inc_s = 58.1^\circ$, $a_{95} = 2.5^\circ$. Высококоэрцитивная компонента выделяется в интервале поля от 20 до 52 мТл и имеет направление: $Dec_s = 38.1^\circ$, $Inc_s = 65.9^\circ$, $a_{95} = 3.1^\circ$, а также стремится в начало координат.

Образец А16/02-03 (рис. 7 б) также имеет двухкомпонентный состав. Низкокоэрцитивная компонента выделяется в диапазоне от 2 до 14 мТл с направлением $Dec_s = 49.2^\circ$, $Inc_s = 27^\circ$, $a_{95} = 3.2^\circ$. Высококоэрцитивная компонента выделяется в интервале от 35 до 55 мТл, имеет направление $Dec_s = 67.5^\circ$, $Inc_s = 40.1^\circ$, $a_{95} = 4.6^\circ$, а также стремится в начало координат.

Для образца А16/03-04 (рис. 7 в) низкокоэрцитивная компонента намагниченности выделяется в диапазоне поля от 4 до 14 мТл и имеет координаты $Dec_s = 23.5$, $Inc_s = 34.9^\circ$, $a_{95} = 7.6^\circ$. Высококоэрцитивная компонента данного образца выделяется по 8 точкам (от 26 до 49 мТл) и стремится в начало координат ($Dec_s = 66.5^\circ$, $Inc_s = 49.3^\circ$, $a_{95} = 4.6^\circ$).

В образце А16/04-09 (рис. 7 г) низкокоэрцитивная компонента выделена по 9 точкам (от 0 до 16 мТл) и имеет направление: $Dec_s = 100^\circ$, $Inc_s = 51.5^\circ$, $a_{95} = 3.2^\circ$. Высококоэрцитивная компонента намагниченности, идущая в начало координат, выделяется в интервале от 20 до 58 мТл, а ее направление составляет $Dec_s = 29^\circ$, $Inc_s = 65.6^\circ$, $a_{95} = 3.6^\circ$.

Были проведены расчеты величины занижения наклона намагниченности. Для пород Кемского террейна эта величина оказалась незначительной (рис. 7 д). Для расчета как координат палеомагнитного полюса, так и истинной палеошироты, с учетом проведенных расчетов величины занижения наклона намагниченности, использовалось следующее значение высокотемпературной компоненты намагниченности пород (статистика на уровне образцов) в стратиграфической системе координат: породы Киселевско-Маноминского террейна – $Dec = 271.7^\circ$, $Inc = 52.2^\circ$, $K = 13.5$, $a_{95} = 5.1^\circ$, координаты палеомагнитного полюса $Plat = 26.3^\circ$, $Plong = 70.5^\circ$, $dp = 4.8^\circ$, $dm = 7.0^\circ$, средняя палеоширота составляет 33° с.ш. при ее крайних значениях $28\div 38^\circ$, породы Кемского террейна – $Dec = 349.9^\circ$, $Inc = 55.5^\circ$, $K = 15.4$, $a_{95} = 5.5^\circ$, координаты палеомагнитного полюса $Plat = 77.7^\circ$, $Plong = 358.4^\circ$, $dp = 5.6^\circ$, $dm = 7.9^\circ$, палеоши-

рота составляет 36° с.ш. при ее крайних значениях $30\div 42^\circ$.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВОЗМОЖНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ НА НАЧАЛО АЛЬБСКОГО ВРЕМЕНИ

Как было указано во введении, породы Киселевско-Маноминского и Кемского террейнов отождествляются с образованиями альбской аккреционной призмь и с образованиями баррем-альбской активной островодужной системы, соответственно.

Судя по имеющимся палеомагнитным данным, по меньшей мере, с позднеюрского времени восточная часть Евразии занимала позицию, близкую к современной, то есть не испытывала сколько-нибудь значительных перемещений или вращений [9, 38, 46]. В то же время палеомагнитные данные для дотретичных образований Японии свидетельствуют о том, что эти образования формировались значительно южнее современного их расположения, большей частью в приэкваториальной зоне [29, 31]. Соответственно, формирование раннемеловых структур восточноазиатской окраины в первом приближении можно связывать с взаимодействиями относительно неподвижной Евразии и чрезвычайно мобильной океанической плиты Иизанаги.

На палеорекострукциях для мелового времени [2, 3, 17] Восточно-Буреинский и Сихотэ-Алинский отрезки окраины общей протяженностью около 2000 км (от юго-восточной оконечности Корейского полуострова до южного побережья Охотского моря), имеющие простирания от северо-северо-восточного до меридионального, в раннемеловое время формировались под мощным влиянием крупномасштабных левосдвиговых перемещений, то есть в условиях режима трансформной окраины [32].

Предполагалось, что имеющие здесь место проявления раннемеловой субдукции первоначально располагались значительно (не менее чем на 15°) южнее и были транслированы на место современного расположения в ходе завершающего альб-раннесеноманского импульса сдвиговых перемещений [3]. Об этом свидетельствуют, в первую очередь, палеобиогеографические данные о принадлежности флористических остатков в этих образованиях к комплек-

Рис. 6. Палеомагнитная характеристика образцов пород Киселевско-Маноминского террейна.

Диаграммы Зийдверельда для образцов пород Киселевско-Маноминского террейна D14/24-5 (а), D14/24-3 (б), D14/22-3 (в) и D14/22-10 (г). Стереодиаграмма распределений высокотемпературной компоненты намагниченности (д) для образцов из сайтов D14/22 (залитые кружки – прямая полярность) и D14/24 (полые значки – обратная полярность). Тест складки (е).

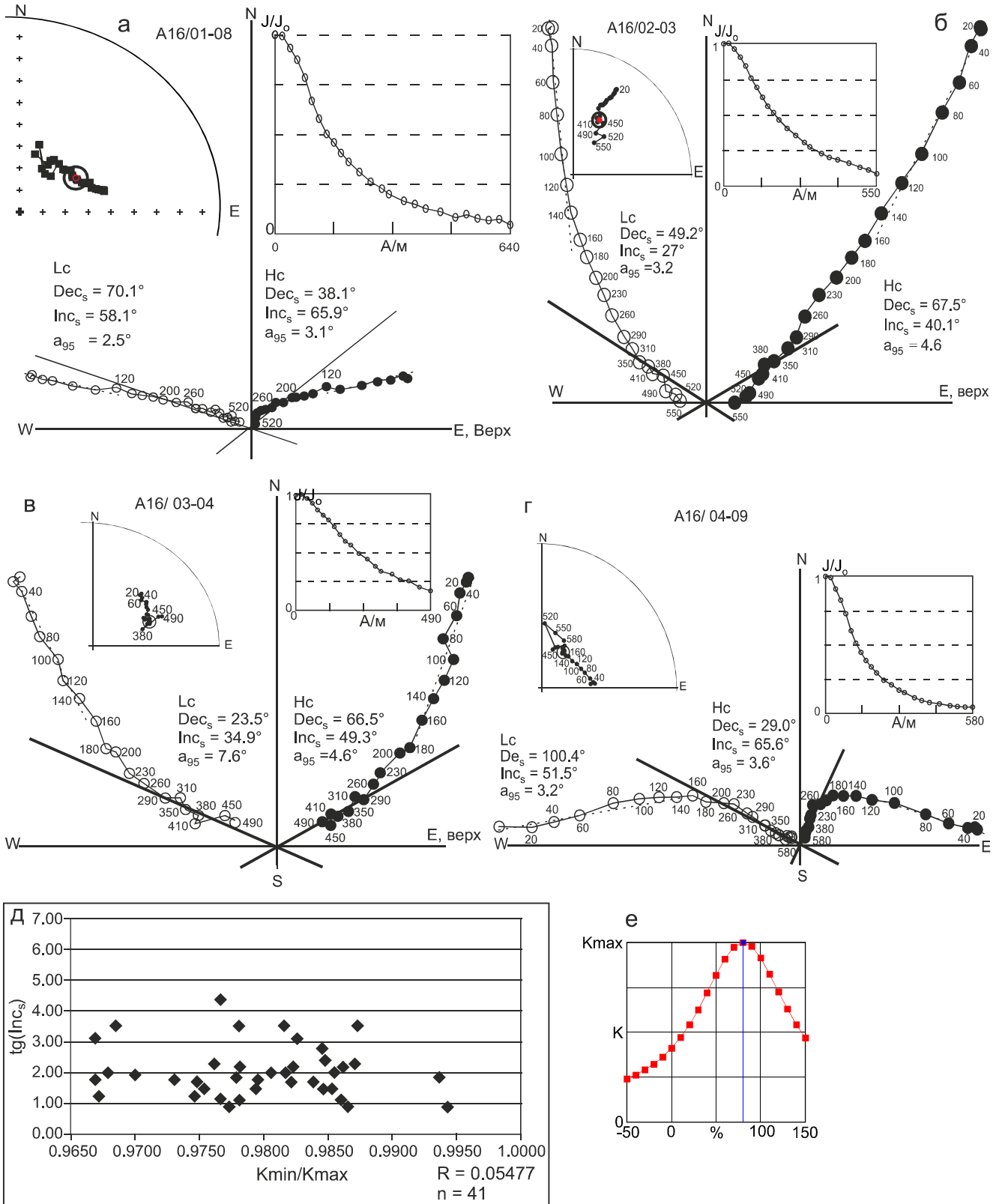


Рис. 7. Палеомагнитная характеристика образцов пород Кемского террейна.

Диаграммы Зийдверельда для образцов пород Кемского террейна А16/01-08 (а), А16/02-03 (б), А16/03-04 (в) и А16/04-09 (г).

Расчет величины занижения наклона. K_{min}/K_{max} – отношение минимальной и максимальной осей эллипсоида анизотропии начальной магнитной восприимчивости; $tg(Inc_s)$ – тангенс наклона намагниченности (д). Тест складки (е).

су Риосеки, формирование которого происходило на широтах южнее 30-го градуса [35, 40]. При составлении реконструкций учитывались также расчеты направлений и скорости перемещения прилегающей к Евразии океанической плиты Изанаги в этот отрезок времени [24, 43].

Изложенные в предлагаемой статье новые петролого-геохимические и палеомагнитные данные, а также уран-свинцовые датировки обломочных цирконов из терригенных пород раннемеловых надсубдукционных зон позволили восстановить историю исследуемых террейнов на начало альбского времени, уточнить и детализировать изложенные выше представления о динамике апт-сеноманских тектонических событий на рассматриваемом участке восточно-азиатской окраины.

Основываясь на геологических и петрохимических характеристиках изученных вулканитов Кемского и вулканогенно-терригенного комплекса Удыльско-го сегмента Киселевско-Маноминского террейнов, мы делаем вывод, что формирование и тех, и других происходило в надсубдукционных условиях, но в разных островных дугах. Базальты Кемского террейна характеризуются большей щелочностью и обогащенностью, что может объясняться либо формированием их в тыловой зоне островной дуги, либо в более зрелой островной дуге с повышенной мощностью литосферы над зоной субдукции, более приближенной континенту. Химические характеристики вулканитов вулканогенно-терригенного комплекса Удыльского сегмента Киселевско-Маноминского террейна свидетельствуют, полагаем, об их формировании в возможно более юной островодужной системе с существенно пониженной мощностью. Это могло происходить, вероятно, в условиях интраокеанической островной дуги.

Полученные геохронологические датировки детритовых цирконов с конкордантными возрастными из пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов позволяют сделать аналогичные, как мы полагаем, выводы. Распределения конкордантных датировок цирконов из осадочных пород Кемского (рис. 4 б) и Киселевско-Маноминского (рис. 3 б) террейнов существенно различаются: 1) в первом – обнаружены цирконы с широким возрастным диапазоном от начала палеопротерозоя до конца раннего мела (110–2500 млн лет), привнос раннепалеозойских и докембрийских цирконов осуществлялся из континентальных областей восточной Евразии; 2) во втором – докембрийских цирконов не содержится вообще, а самая древняя популяция датирована цифрой 382 млн лет (верхний девон). Полагаем, что осадки Киселевско-Маноминского террейна отлагались в геодинами-

ческой обстановке внешней океанической вулканической островной дуги без привноса континентального материала, и они были отделены междуговым бассейном от внутренней вулканической островной дуги, в которой происходило накопление осадков Кемского террейна, куда осуществлялся привнос цирконов из размываемых пород широкого возрастного спектра, вплоть до 2.5 млрд лет. Ширина и глубина бассейна между этими островодужными системами были достаточны для того, чтобы влияние континентальных источников сноса в зоне накопления осадков Киселевско-Маноминского террейна не сказывалось [4]. Возраст пород и Кемского, и Киселевско-Маноминского террейнов по находкам фауны определен как альб, альб-сеноман, соответственно. Возраст самых молодых популяций детритовых цирконов из изученных пород этих террейнов хорошо согласуется с этим (107–111 млн лет). Соответственно, следует предполагать, что формирование этих пород произошло не ранее среднего альба, после внедрения первых фаз синаккреционных гранитоидов, поставивших эти цирконы в осадочные бассейны.

Для изученных пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов получены надежные палеомагнитные характеристики. В случае пород Киселевско-Маноминского террейна мы имеем положительные тесты складки и обращения, в случае пород Кемского террейна – положительный тест складки. Палеомагнитные склонения пород Киселевско-Маноминского и Кемского террейнов составляют 272° и 350° , соответственно. Можно заключить, что впоследствии изученные образования испытали разворот против часовой стрелки на 90° и 10° , что согласуется с предположением об их трансляции на север вдоль левостороннего разлома (системы разломов). Широты формирования изученных пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов в апт-альбское время с учетом ошибки практически равны – $36 \pm 6^\circ$ и $33 \pm 5^\circ$ с.ш., соответственно.

Все вышеперечисленные данные по изученным апт-альбским породам Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов с учетом данных по глобальным реконструкциям [43] позволили нам предложить следующую палинспастическую реконструкцию зоны сочленения «восточная окраина Евразии–Палеопацифика» для раннеальбского времени (рис. 8).

Вдоль восточной окраины Евразии в это время существовала единая островодужная система почти от экватора и до 40-х широт северного полушария. В эту систему входили дуги Рюкю, Нанкайская и Кемская, для последней определена палеоширота $\sim 36^\circ$ с.ш. (настоящая работа). Восточнее этой островодужной системы в океане функционировала

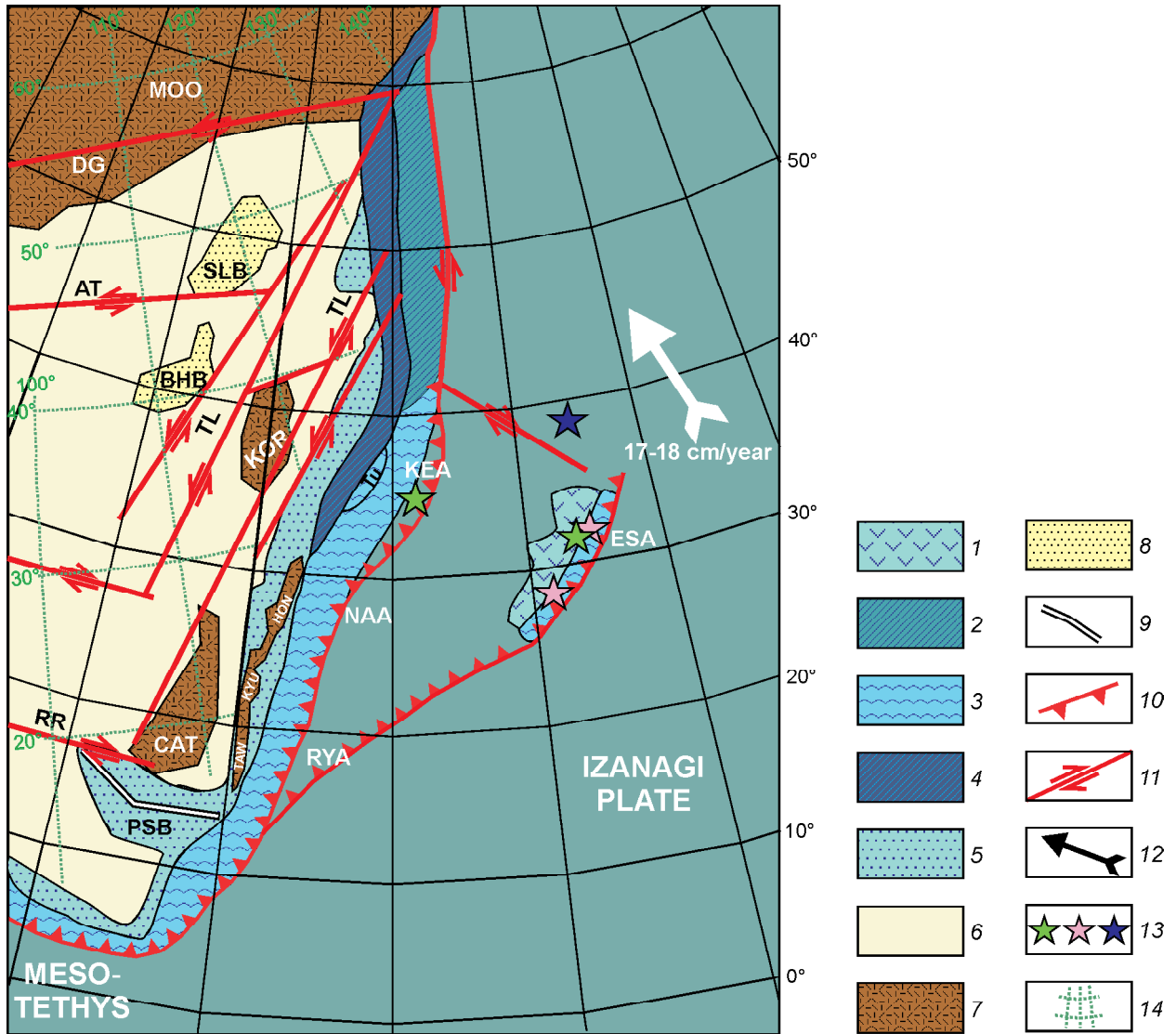


Рис. 8. Магнитотектоническая реконструкция юго-восточной окраины Азии на 110 млн лет с элементами палеогеографии. Равновеликая коническая проекция Альберса.

1 – островодужные энсиматические вулканисты; 2 – Журавлевско-Амурский турбидитовый бассейн; 3 – меловые аккреционные призмы (Ту – Таухинская); 4 – юрская аккреционная призма; 5 – шельф и континентальный склон (PSB – Палеоюжнокитайский бассейн); 6 – континентальная кора; 7 – микроконтиненты, массивы, орогены (MOO – Монголо-Охотский, KOR – Корейский, HON – Хонсю, KYU – Кюсю, TAW – Тайвань, CAT – Катазия); 8 – бассейны (SLB – Сунляо, BHB – Бохайваньский); 9 – рифты; 10 – зона субдукции (KEA – Кемская, ESA – Восточно-Сахалинская, NAA – Нанкайская, RYU – Рюкю); 11 – зоны сдвигов с указанием направления смещения (DG – Дигдаланская, AT – Алтынтагская, TL – Танлу, RR – Красной реки); 12 – направление движения плиты Изагаги (рассчитано на точку 40° с.ш., 140° в.д.); 13 – положение изученных объектов на реконструкции согласно установленным палеоширотам (зеленая звезда по данным настоящей работы, розовая – [22], синяя – [6]); 14 – современная географическая система координат.

и другая островная дуга – Восточно-Сахалинская, занимавшая положение от 25 до 35° с.ш. Мы полагаем, что в составе последней могли формироваться не только сахалинские объекты [22], но и апт-альбские породы Киселевско-Маноминского террейна на ~ 33° с.ш. Между этими двумя островными дугами существовал бассейн 500–700 км шириной (рис. 8). Вполне вероятно, что эти две островодужные системы на юге

смыкались подобно современной Идзу-Бонинской островодужной системе [32]. Собственно подобный вариант, но несколько на других широтах (южнее 30°, предполагавшегося по данным о раннемеловой климатической зональности) рассматривался одним из соавторов настоящей работы ранее [3]. Следует отметить, однако, что указанная зональность установлена по флорам позднеюрского–аптского времени, а в

альбе флористические различия в значительной мере нивелируются [35]. В Кемском террейне установлено, что принадлежащие комплексу Риосеки спорово-пыльцевые комплексы характеризуют аптскую часть разреза, а именно среднекемскую подсвиту [27]. Более молодые, альбские уровни разреза формировались, по-видимому, в ходе трансляции бассейна с юга на север, что и подтверждается палеомагнитными данными.

В позднем мелу изученные комплексы пород Восточно-Сахалинской островной дуги причленились к окраине палеоконтинента, а затем вместе с породами Кемской островной дуги они были транслированы (перемещены) вдоль системы левых сдвигов, которые были развиты здесь (рис. 8), на север до современного положения. Движение на север продолжалось, вероятно, до конца мела.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в ходе комплексного исследования результаты позволяют сделать следующие выводы.

На основе геохимических исследований был сделан вывод о том, что формирование вулканических пород Кемского террейна и вулканогенно-терригенного комплекса Удыльского сегмента Киселевско-Маноминского террейна происходило в надсубдукционных условиях, но в разных островных дугах. Кемские базальты характеризуются большей щелочностью и обогащенностью, что можно объяснить либо формированием их в тыловой зоне островной дуги, либо в целом большей мощностью литосферы над зоной субдукции, более приближенной континенту. Вулканыты Киселевско-Маноминского террейна формировались, по-видимому, в интраокеанической островной дуге.

По палеомагнитным и геохронологическим данным, островодужные комплексы обоих террейнов формировались примерно в одно время и на близких широтах ($33 \pm 5^\circ$ и $36 \pm 6^\circ$ с.ш.), но на разном удалении от континента, что также подтверждается геохронологическими данными. Породы Кемского террейна содержат цирконы с древними датировками, объяснимыми сносом с континентальной части, что свидетельствует о приближенном к континенту положении островной дуги. Отсутствие древнего континентального материала в породах Киселевско-Маноминского террейна указывает на более удаленное от континента место формирования этих пород. Благодаря этим выводам была предложена модель, согласно которой породы Киселевско-Маноминского террейна отлагались в геодинамической обстановке внешней океанической вулканической островной дуги, последняя

была отделена междуговым бассейном от внутренней вулканической островной дуги, в которой происходило накопление осадков Кемского террейна. Ширина и глубина междугового бассейна были достаточны, чтобы влияние континентальных источников сноса в зоне накопления осадков Киселевско-Маноминского террейна не сказывалось.

По палеомагнитным данным островодужные комплексы обоих террейнов формировались значительно южнее современного положения на широтах: Кемского террейна – $36 \pm 6^\circ$, Удыльского сегмента Киселевско-Маноминского террейна – $33 \pm 5^\circ$ с.ш. В дальнейшем в результате процессов движения на океанической плите с разворотом против часовой стрелки на 90° (Удыльский сегмент Киселевско-Маноминского террейна) и 10° (Кемский террейн), смещения вдоль трансформной окраины, а также постаккреционных перемещений на различные расстояния изученные комплексы заняли современное положение с координатами: удыльские – 52° с.ш., 140° в.д., кемские – $45\text{--}46^\circ$ с.ш., $136\text{--}137^\circ$ в.д.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность рецензентам П.С. Минюку и С. Д. Соколову, ценные замечания и предложения которых были учтены при подготовке окончательной версии статьи, А.И. Ханчуку за консультации и конструктивную критику. Авторы благодарны Е.Ю. Диденко и О.М. Меньшиковой за помощь в техническом оформлении рукописи, а также С.В. Буре за транспортировку экспедиционных отрядов в районы полевых работ.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 18-05-00117А) и в рамках Государственного задания ИГиГ ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. 428 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (в 2 кн.) / Под ред. А.И. Ханчука Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с. + цв. карта.
3. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
4. Диденко А.Н., Ото Ш., Голозубов В.В., Архипов М.В., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Нагата М., Ямамото К. Геохронология детритовых песчаников силасинской и кемской свит Сихотэ-Алиньского орогена: геодинамические следствия // Докл. АН. 2018. Т. 4, № 481. С. 1–4.
5. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Архипов М.В. Палеомагнетизм и аккре-

- ционная тектоника северного Сихотэ-Алиня // Физика Земли. 2017. № 5. С. 121–138.
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. Добкин С.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. (Изд-е 2-ое). Серия Николаевская. Лист N-54-XXXIII. СПб: ВСЕГЕИ, 2013 г.
 8. Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. (Изд-е 2-ое). Серия Николаевская. Лист N-54-XXXII. СПб: ВСЕГЕИ, 2011 г.
 9. Колесов Е.В. Палеотектоническая эволюция северо-восточного региона России по палеомагнитным данным // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Северной Пацифики: Материалы Всерос. совещ. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 101–102.
 10. Майборода А.Ф. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Нижнеамурская. Лист-54-XXXII: Объясн. зап. М.: Недра, 1967. 80 с.
 11. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П. Состав и обстановки накопления нижнемеловых терригенных пород бассейна р. Кемы (восточный Сихотэ-Алинь) // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 5. С. 1–20.
 12. Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Маркевич В.С. Нижнемеловые отложения р. Кема (восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 52–66.
 13. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
 14. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
 15. Нагата Т. Магнетизм горных пород / Пер. с англ. М.: Мир, 1965. 348 с.
 16. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сuture на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84–97.
 17. Парфенов Л.М., Берзин А.Н., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
 18. Песков А.Ю., Архипов М.В., Диденко А.Н. Палеомагнитные исследования мезозойских осадочных пород Киселевско-Маноминского и Кемского террейнов Сихотэ-Алинского орогенного пояса: Материалы XLIX Тектонического совещ. М.: ГЕОС, 2018. Т. 2. С. 58–60.
 19. Симаненко В.П., Малиновский А.И., Голозубов В.В. Раннемеловые базальты Кемского террейна – фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 30–51.
 20. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М. Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Буреинского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2011. Т. 440, № 3. С. 392–396.
 21. Тиньков Е.А., Кайдалов В.А. Легенда Николаевской серии листов Госгеолкарты-200/2. Хабаровск, 2009, № 1452. ФГУ «ТФИ по ДВФО».
 22. Abrajevitch A., Kodama K., Zyabrev S.V., Didenko A.N. Paleomagnetism of the west Sakhalin basin: evidence for northward displacement during the Cretaceous // Geophys. J. Intern. 2012. V. 190, N 3. P. 1439–1454.
 23. Bradbury N. Correcting for paleomagnetic inclination shallowing in magnetite-bearing clay-rich soft sediments with the aid of magnetic anisotropy and uniaxial compression experiments // Thesis Master of Science. Newfoundland: St. John's, 2005. 91 p.
 24. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Geol. Soc. Am. 1985. 59 p.
 25. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geosci. Centre, Geol. Surv. Canada. 1994. 16 p.
 26. Enkin R.J. The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 212. P. 151–166.
 27. Golozubov V.V., Markevich V.S., Bugdaeva E.V. Early Cretaceous changes of vegetation and environment in East Asia // Palaeogeogr., Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1999. V. 153. P. 139–146.
 28. Hawkesworth C., Dhuime B., Pietranik A., Cawood P.A., Kemp A.I.S. The generation and evolution of the continental crust // J. Geol. Soc. 2010. V. 167. P. 229–248.
 29. Hirooka K. Paleomagnetic studies of Pre-Cretaceous rocks in Japan // Publ. IGSP Project 224, Osaka, 1990. P. 401–406.
 30. Jelinek V. The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application // Geofyzika Brno. 1977. 88 p.
 31. Wakabayashi K., Tsunakawa H., Mochizuki N., Yamamoto Y., Takigami Y. Paleomagnetism of the middle Cretaceous Iritono granite in the Abukuma region, northeast Japan // Tectonophysics. 2006. V. 421. P. 161–171.
 32. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: View from the Russian side // Earth Sci. (Chikyu Kagaku). 2001. V. 55. P. 275–291.
 33. Khanchuk A.I., Kemkin I.V. Jurassic geodynamic history of the Sikhote-Alin-Priamurye region / Late Jurassic margin of Laurasia – A Record of faulting accommodating plate rotation // GSA Spec. Pap. 513. 2015. P. 509–526.
 34. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // J. Asian Earth Sci. 2016. V.120. P. 117–138.
 35. Kimura T. Recent knowledge of Jurassic and Early Cretaceous floras in Japan and phytogeography of this time in East Asia // Bull. Tokyo Gakugei Univ. 1987. 4. 39. P. 87–115.
 36. Kouchi Y., Orihashi Y., Obara H., Fujimoto T., Haruta Y., Yamamoto K. Zircon U-Pb dating by 213 nm Nd: YAG laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry: Optimization of the analytical condition to use NIST SRM

- 610 for Pb/U fractionation correction // Chikyukagaku (Geochemistry). 2015. V. 49: P. 19–35. (in Japanese with Engl. abstr.).
37. 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.
38. Lee G., Besse J., Courillot V., Montigny R. Eastern Asia in Cretaceous: new paleomagnetic data from South Korea and a new look at Chinese and Japanese data // J. Geophys. Res. 1987. 92. P. 3580–3596.
39. Ludwig K.R., User's manual for Isoplot 3.75: A geochronological toolkit for microsoft Excel // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2012. 5. 75 p.
40. Ohana T., Kimura T. Late Mesozoic phytogeography in Eastern Eurasia with special reference to the origin of angiosperms in time and site // Proc. of 15th Intern. Symp. of Kyungpook National Univ. 1995. P. 293–328.
41. Pearse J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths, Nantwich: Shiva Publ., 1983. P. 230–249.
42. Peccerillo R., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // Contrib. Miner. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.
43. Seton M., Muller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvic T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstruction since 200 Ma // Earth-Sci. Rev. 2012. V. 113. P. 212–270.
44. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Magmatism in the oceanic basins / A.D. Saunders, M. J. Norry Eds. // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
45. Thompson R. N. British Tertiary volcanic province // Scot. J. Geol. 1982. V. 18. P. 49–107.
46. Uchimura H., Kono M., Tsunakawa H., Kimura G., Wei Q., Hao T., Liu H. Paleomagnetism of Late Mesozoic rocks from northeastern China: the role of the Tan-Lu fault in the North China Block // Tectonophysics. 1996. V. 262. P. 301–319.
47. Wilson M. Igneous petrogenesis. Shringler. 1989. 446 p.
48. 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, N 1. P. 11–30.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

После доработки 24.12.2018 г.
принята к публикации 14.01.2019 г.

M.V. Arkhipov, I.P. Voinova, A.V. Kudymov, A.Yu. Peskov, S. Otoh, M. Nagata, V.V. Golozubov, A.N. Didenko

Comparative analysis of Aptian-Albian rocks of the Kema and Kiselevka-Manoma terranes: geochemistry, geochronology and paleomagnetism

The findings are reported from the comprehensive (geological, geochemical, geochronological, and petromagnetic and paleomagnetic) study on Aptian-Albian rocks of the Kema terrane and the north-eastern Udyl segment of the Kiselevka-Manoma terrane. The obtained results suggest that volcanogenic-terrigenous sediments accumulated in a supra-subduction zone setting at about the same time (early Albian - 110 Ma ago) and at close latitudes, but in different island arc environments varying in distance from the continent: rocks of the Kema terrane at the latitude of $36 \pm 6^\circ$ N in the island arc environment close to the continent as evidenced by the petro-geochemical data on volcanic rocks and the presence of ancient zircons in the sediments, and rocks of the Udyl segment of the Kiselevka-Manoma terrane - at the latitude of $33 \pm 5^\circ$ N in the epi-oceanic island arc environment separated from the Kema terrane volcanic arc by an inter-arc basin which is wide and deep enough to have a protective effect against the influence of continental sediment provenance in the accumulation zone of the Kiselevka-Manoma terrane. Based on the research findings, a geodynamic reconstruction is developed for the formation and history of movements of the studied rock associations in the course of the oceanic plate movement, their displacement along the transform margin, as well as post-accretion movements over varying distances to the current position with the following coordinates: Udyl - 52° N, 140° E, Kema - $45\text{--}46^\circ$ N, $136\text{--}137^\circ$ E.

Key words: geochemistry, geochronology, paleomagnetism, Aptian, Albian, island arcs, geodynamic reconstruction, Kiselevka-Manoma, Kema terranes, Far East of Russia.