

ВОСТОЧНЫЙ СЕГМЕНТ КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СЕВЕРНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ): ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

А.Н. Диденко^{1,3}, А.И. Ханчук², А.И. Тихомирова¹, И.П. Войнова¹

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

²ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022

³ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017

Поступила в редакцию 1 августа 2013 г.

Приведены результаты комплексных геолого-геофизических исследований нижнемеловых вулканогенных и осадочных пород Киселевского блока Киселевско-Маноминского тектоно-стратиграфического террейна, на основе которых сделаны следующие выводы: 1) состав вулканогенных пород и литологические характеристики пород Киселевского блока свидетельствуют об их формировании во внутриплитной океанической обстановке; петро- и геохимические характеристики изученных вулканитов блока близки таковым вулканитов Гавайской горячей точки; 2) выделена характеристическая компонента естественной остаточной намагниченности пород осадочно-вулканогенного комплекса Киселевского блока, которая имеет позитивный отклик теста складки и возраст, близкий возрасту самих пород. Согласно направлению этой характеристической компоненты установлены палеоширота, на которой формировались породы, ($18 \pm 5^\circ$ с.ш.) и координаты палеомагнитного полюса ($Plat = 18.6^\circ$, $Plong = 222.4^\circ$, $dp = 5.2$, $dm = 9.1^\circ$) Киселевского блока; 3) вновь полученные и литературные данные позволили построить кинематические реконструкции, согласно которым Киселевский блок: 1 – в валанжине–альбе перемещался на плите Изнаги в СЗ направлении со скоростью 15–20 см/год, пройдя расстояние более 5 тыс. км до окраины Евразии (район Корейского п-ова); 2 – в альбе–кампане как фрагмент Киселевско-Маноминской аккреционной призмы перемещался вдоль трансформной окраины Евразии на север со скоростью 4–5 см/год до своего современного положения, где и вошел в состав континентальной плиты.

Ключевые слова: палеомагнетизм, геохимия, геодинамика, Киселевско-Маноминский террейн, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Значительную часть Восточно-Азиатской окраины образуют покровно-складчатые системы Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса [3]. Пояс разделен рифтовой структурой Татарского пролива миоценового возраста [10, 51] на Сихотэ-Алинскую и Хоккайдо-Сахалинскую ветви, ранее составлявшие единое целое. Структуры первой – занимают значительную часть территории юго-востока России от берегов Японского моря на юге до побережья Охотского моря на севере (рис. 1а). Структуры последней ветви занимают площадь о-ов Хоккайдо (Япония), Сахалин (Россия) и ограничены с востока современной островодужной системой, маркирующей границу Тихоокеанской и Охотоморской плит. На западе континентальная ветвь пояса ограничена

двумя древними массивами – Буреинским и Ханкайским с раннепалеозойской континентальной корой, на севере – по торцовому сочленению граничит с Монголо-Охотским покровно-складчатым поясом (орогеном), на юге – ограничена впадиной Японского моря (рис. 1а).

По современным представлениям, пояс образован террейнами различного происхождения [31], включающими фрагменты юрских и раннемеловых аккреционных призм (Самаркинская, Наданьхада-Бикинская, Хабаровская, Баджалская, Таухинская и Киселевско-Маноминская), раннемеловых островодужных систем (Кемская, Шмидтовская, Камышовская) и Журавлевско-Амурского раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна (рис. 1а). Согласно данной модели, породы террейнов формировались

в обстановке трансформной окраины с конца юры в течение раннего мела, на фоне складчатых и разрывных деформаций, связанных с крупномасштабными левосторонними перемещениями по системе окраинно-континентальных сдвигов [8].

Существует и альтернативное представление В.П. Уткина [23–25], согласно которому «разнообразие структурно-вещественных комплексов, обрамляющих континентальную кору, не связано с наращиванием (аккрецией) континентов за счет океанических пространств, а является результатом, главным образом, рифтогенеза континентальной коры и ее дислокацией...» [3, стр. 44]. Пространственное соотношение крупных блоков (террейнов) оставалось практически неизменным со времени их формирования, и только вдоль системы сдвигов Тан-Лу могли быть подвижки, не нарушившие первичное распределение этих блоков, а «Тесная тектоно-магматическая взаимосопряженность... РГ (читай рифто-грабенов) и горст-аккреционных систем не позволяет рассматривать эти структуры... как террейны, сформированные друг от друга независимо...» [24, стр. 58].

Веским доводом в пользу той или иной обозначенной выше гипотезы будет оценка истинных масштабов горизонтальных перемещений блоков (террейнов), выполняющих Сихотэ-Алинскую окраину Евразии. Поэтому необходимость привлечения палеомагнитного метода, позволяющего на количественном уровне оценить параметры вращения блоков на сфере и, соответственно, истинные расстояния горизонтальных перемещений, очевидна. И работы в этом направлении велись [1, 9, 34–36, 52, 53, 64], но, к сожалению, существовавший до последнего времени набор мезозойских палеомагнитных данных по региону не позволял уверенно говорить о крупномасштабных горизонтальных перемещениях террейнов, выполняющих сейчас Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенный пояс. Палеомагнитная надежность определений (параметр Demagcode) невысокая, во-первых, и, во-вторых, 10 из 13 определений из Мировой базы палеомагнитных данных (IAGA GPDV) [49] по региону выполнены по породам, чей возраст менее 100 млн лет. Более того, проведенные в 80–90-е гг. прошлого столетия палеомагнитные исследования пермских и мезозойских пород Южного Приморья М.Л. Баженовым с соавторами позволили им заключить: «Эти факты заставляют нас предположить полное перемагничивание пород... Мы приходим к следующему сценарию: уже деформированные породы перемагничиваются во второй половине позднего мела (сантон-маастрихт) под влиянием прогревов и гидротермальной деятельности..., после

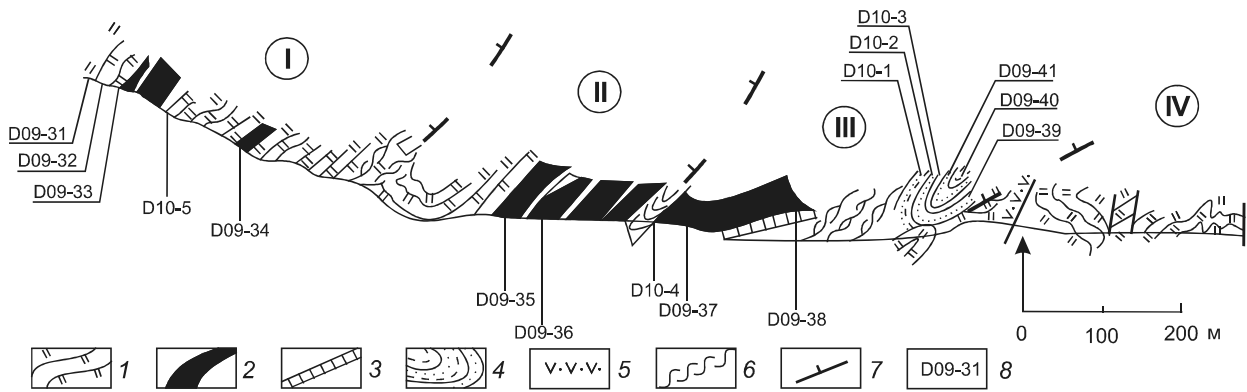
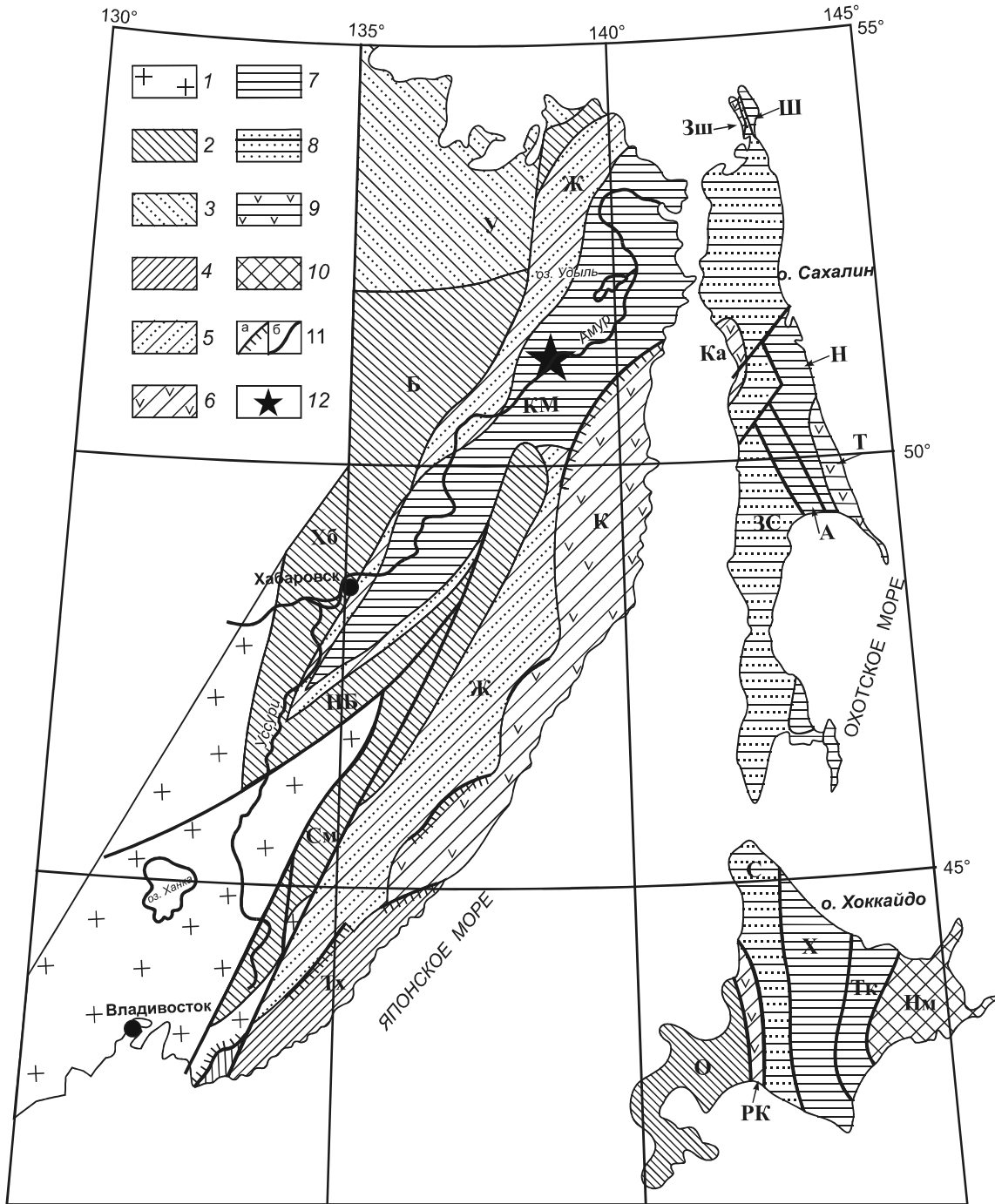
чего уже перемагниченные толщи деформируются снова» [1, стр. 190].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Киселевско-Маноминский [18] или Нижнеамурский [28, 46] террейн определяется многими исследователями [15, 16, 26] как фрагмент средне меловой аккреционной призмы, расположенной на лево- и правобережье нижнего течения р. Амур (рис. 1). Террейн трассируется узкой полосой северо-восточного простирания шириной 5–20 км в виде трех изолированных выходов: 1) Вяземский – правобережье приустьевой части р. Усури; 2) Маноминский – правобережье р. Амур, бассейны нижнего течения рр. Маномы и Анюй; 3) Киселевский – левобережье р. Амур, с. Киселевка – оз. Удыль. Киселевско-Маноминский террейн является аккреционным клином раннемеловой Монероно-Самаргинской островодужной системы [22]. Согласно Ханчуку с соавторами [31, 32], породы террейна обнажены в ядре гигантской складки с крутопадающим шарниром в структуре Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса. Наиболее полно террейн изучен в Киселевском блоке, геологическое и геохимическое описание пород которого дано нами согласно [2, 3, 11, 12, 28, 56].

В районе с. Киселевка террейн (рис. 1б) представляет собой пакет из 4-х тектонических пластин, сложенных ленточными и массивными кремнями, чередующимися с телами базальтовых потоков различной мощности. Пластины отделяются друг от друга зонами срывов, выражающимися интенсивным разлинзованием и рассланцеванием кремней. К зонам срывов приурочены и складчатые деформации, особенно отчетливо это видно на границе пластин 3 и 4 (рис. 1б). Наклон слоев в пластинах варьирует преимущественно от западного до северного направлений с углами падения от 20° до 80°. В зонах срывов, к которым приурочены и складчатые деформации, встречаются опрокинутые залегания.

Среди кремней наиболее распространены ленточные разновидности, в меньшей степени – слоистые и массивные. Ленточные кремни представляют собой чередующиеся прослои кремней и алевропелитов, мощность которых изменяется от 0.5 до 10 см. Мощность слоев в слоистых кремнях составляет от 10 до 40 см, и в них отсутствуют кремнисто-глинистые прослои. Кремни киселевского разреза характеризуются повышенным содержанием пелитовой компоненты и содержат значительное количество скелетов радиолярий. До 50 % пород окрашены в красные, красно-бурые, вишневые цвета. Встречаются и тонкие прослои зеленой окраски в кремнях массивных разновидностей.



Содержание вулканитов в составе пластин различно. В верхней, 1-й, пластине, вулканитов немного, и представлены они тонкокристаллическими, афировыми базальтами черного, темного-серого и вишневого цвета. Наряду с массивными распространены и подушечные лавы. Во 2-й пластине потоки базальтов составляют значительную часть разреза, представлены афировыми, мелко- и тонкокристаллическими разновидностями вишневого и зеленого цветов, присутствуют гиалокластиты, лавобрекчии и шлаковые разновидности. 3-ю пластину формируют в основном массивные мелкокристаллические порфиновые темно-зеленого цвета базальты, и ее разделение на отдельные прослои возможно только по присутствию миндалекаменных и гиалокластитовых разновидностей. В 4-й пластине базальты редки [2, 11].

Ранее [4] вся эта ассоциация относилась к поздне-триасово-юрской киселевской свите. Более поздними работами [11–13, 28] было установлено, что кроме остатков юрских радиолярий кремни содержат и раннемеловые (от раннего валанжина до середины баррема), а кремнистые аргиллиты охарактеризованы радиоляриями позднебарремско-среднеаптского возраста. При проведении совместных российско-японских исследований: 1) возраст ископаемых радиолярий в кремнях киселевского разреза был определен от геттанга ранней юры до берриаса раннего мела; 2) установлено, что в титоне был перерыв седиментации; 3) хаотические образования, содержащие крупные глыбы базальтов и известняков, охарактеризованы валанжин-готеривским комплексом радиолярий [56].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВ КИСЕЛЕВСКОГО БЛОКА

Геологическая ситуация проявлений и текстурно-структурные характеристики базальтов киселевского комплекса (переслаивание с радиоляриевыми кремнистыми образованиями, наличие гиалокластитов

и шаровой отдельности в лавах) свидетельствуют о формировании их в водной среде, вероятно, во внутриплитных океанических условиях. Ассоциация лавобрекчии с гематитовыми тонкозернистыми песчаниками и алевролитами, приуроченность к базальтам органогенно-обломочных известняков, встречающихся в виде ксенолитов и пластовых тел, позволяют предполагать возможность образования базальтов на океанических островах и гайотах.

Петрогеохимические характеристики также подтверждают вывод об океанической внутриплитной природе базальтов киселевского комплекса (табл. 1, рис. 2). В составе киселевского комплекса преобладают базальты с содержаниями SiO_2 от 47 до 50 %, реже встречаются пикробазальты с $\text{SiO}_2 = 44\text{--}45$ % (среди оливин-порфировых разновидностей) и андезитобазальты с $\text{SiO}_2 = 52\text{--}54$ % (исключительные пробы из нижнего потока структурно верхней пластины). Согласно классификационной диаграмме TAS (рис. 2 а) они соответствуют сериям пород нормальной щелочности и субщелочной ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 3\text{--}8$ %), но обладают низкими содержаниями K_2O , меньше 1.5 %, что, соответственно, обуславливает их существенно натровый характер ($\text{K}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ниже 0.3) и сходство с известково-щелочными и даже толеитовыми сериями. Базальты имеют ферро-титановую специализацию: содержание $\text{TiO}_2 = 1.6\text{--}3$ %, FeO^* – от 9 до 16.5 % (в гематитовых разновидностях). Повышенное содержание железа и титана определяет соответствие описываемых базальтов высокожелезистым толеитовым по классификации [45]. Соотношение железа и магния соответствует таковому [50] в базальтах толеитовой серии.

Распределение составов РЗЭ в базальтах киселевского комплекса имеет характер, соответствующий распределению в океанических вулканитах. На спайдер-диаграммах средних хондрит-нормированных составов REE (рис. 2 в) и редких элементов (рис. 2 г) графики распределения показывают обогащение

Рис. 1а. Схема тектонического районирования юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий, по [3].

1–10 – террейны: 1 – домезозойские; 2, 3 – юрские: 2 – аккреционной призм (См – Самаркинский, Нб – Наданьхада-Бикинский, Хб – Хабаровский, Б – Баджалский, О – Ошима), 3 – турбидитовые (У – Ульбанский); 4–6 – раннемеловые: 4 – аккреционной призм (Тх – Таухинский), 5 – турбидитовые (Ж – Журавлевско-Амурский), 6 – островодужные (К – Кемский, Зш – Западно-Шмидтовский, Ка – Камышовый (Рождественский), РК – Ребун-Кабато); 7–9 – ранне-поздне-меловые: 7 – аккреционной призм (КМ – Киселевско-Маноминский, А – Анивский, Н – Набильский, Ш – Шмидтовский, Х – Хидака, Тк – Токоро), 8 – турбидитовые (ЗС – Западно-Сахалинский, С – Сорачи-Йезо), 9 – островодужные (Т – Терпения); 10 – поздне-меловые-палеогеновые (Нм – Немуро); 11 – разломы: а – надвиги, б – сдвиги; 12 – участок детального палеомагнитного исследования (рис. 1б).

Рис. 1б. Разрез Киселевско-Маноминского террейна в р-не с. Киселевка, по [11], с изменениями и указанием мест отбора палеомагнитных образцов.

Римскими цифрами обозначены номера пластин. 1 – кремни, 2 – базальты, 3 – известняки, 4 – кремнеобломочные турбидиты, 5 – туфы, 6 – зоны разлинзования и рассланцевания пород, 7 – тектонические границы пластин. 8 – номера проб.

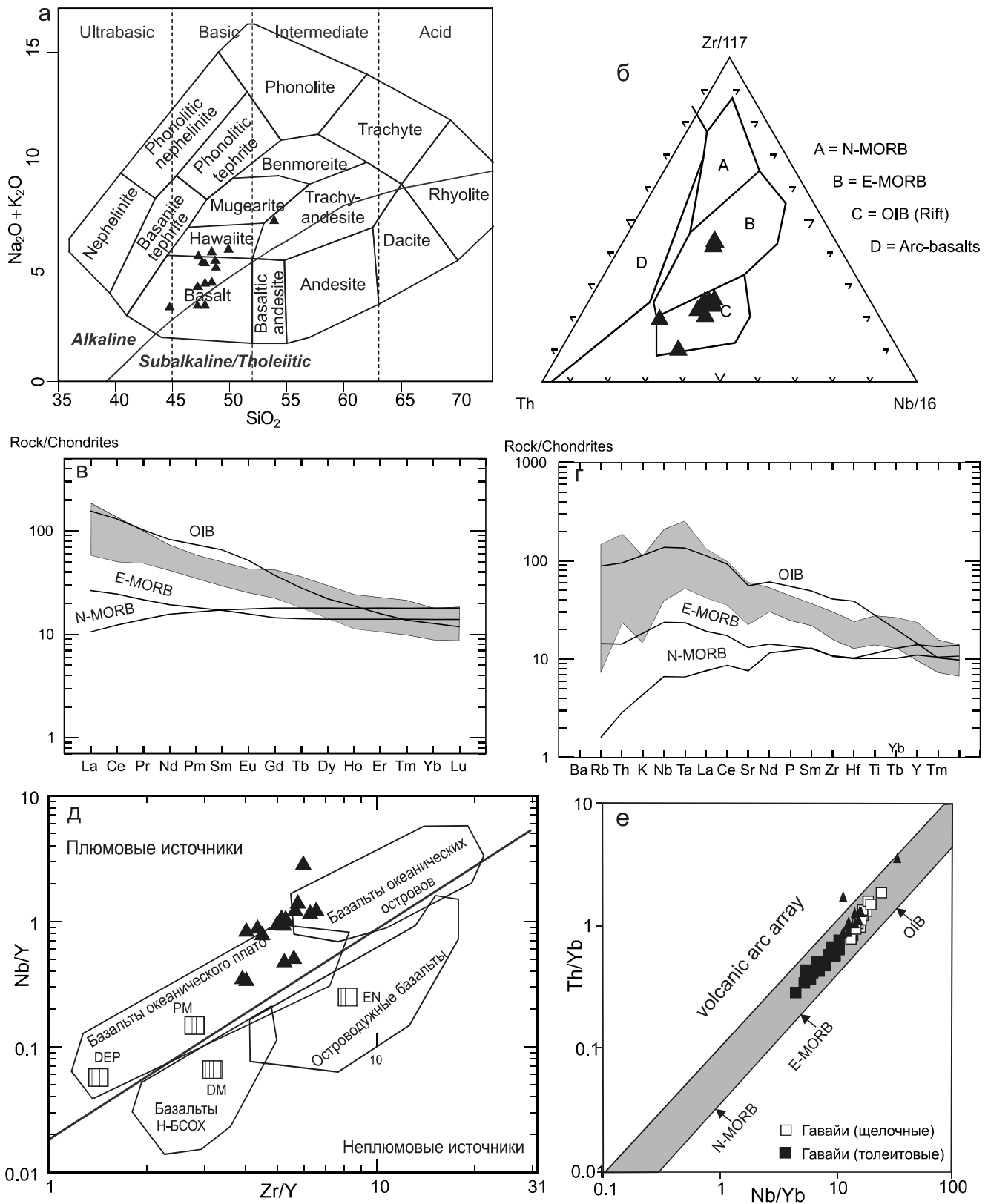


Рис. 2. Характеристика химического состава базальтов Киселевского блока.

а – классификационная TAS-диаграмма [38], б – дискриминационная геохимическая диаграмма [65], в – спайдер-диаграмма нормированных по хондриту REE [59], г – спайдер-диаграмма нормированных по хондриту RE [60], д – геохимические типы источников магм базальтов на диаграмме Zr/Y–Nb/Y [37], е – геохимические типы источников магм базальтов киселевского комплекса в сравнении с базальтами Гавайских о-вов на диаграмме Nb/Yb–Th/Yb [54].

Таблица 1. Химический состав базальтов Киселевского блока Киселевско-Маноминского террейна.

No.	5	9	9a	11	11a	44	110	111	113	118	120	131	139	146	154	155	160	160a	161	162	165	173	195	
Основные элементы (мас.%)																								
SiO ₂	49.90	48.44	-	53.89	47.86	-	47.15	48.40	48.76	47.23	-	47.83	-	48.77	47.81	44.77	47.21	-	48.77	47.81	44.77	47.21	-	-
TiO ₂	1.70	2.82	-	1.71	2.12	-	2.69	-	2.73	2.37	-	2.14	-	2.67	1.70	2.85	2.57	-	2.67	1.70	2.85	2.57	-	-
Al ₂ O ₃	18.65	16.36	-	14.89	16.38	-	15.56	-	15.08	16.16	-	13.02	-	16.60	12.41	16.40	16.20	-	16.60	12.41	16.40	16.20	-	-
FeO*	10.28	15.09	-	9.30	11.96	-	10.43	-	13.67	12.53	-	12.57	-	12.51	11.82	14.07	12.78	-	12.51	11.82	14.07	12.78	-	-
MnO	0.12	0.10	-	0.21	0.14	-	0.26	-	0.18	0.12	-	0.13	-	0.08	0.10	0.16	0.13	-	0.08	0.10	0.16	0.13	-	-
MgO	7.09	3.28	-	3.76	6.34	-	7.51	-	5.87	6.74	-	7.59	-	4.72	8.37	7.77	8.52	-	4.72	8.37	7.77	8.52	-	-
CaO	5.83	6.19	-	7.83	8.81	-	10.10	-	12.23	7.23	-	10.93	-	8.21	13.21	9.16	7.05	-	8.21	13.21	9.16	7.05	-	-
Na ₂ O	5.39	4.78	-	5.67	4.31	-	4.61	-	4.37	5.27	-	3.50	-	4.38	2.86	3.03	4.22	-	4.38	2.86	3.03	4.22	-	-
K ₂ O	0.62	1.10	-	1.64	1.06	-	0.79	-	0.59	0.21	-	0.97	-	0.80	0.61	0.34	0.07	-	0.80	0.61	0.34	0.07	-	-
P ₂ O ₅	0.47	0.43	-	0.40	0.33	-	0.26	-	0.23	0.32	-	0.30	-	0.36	0.20	0.42	0.35	-	0.36	0.20	0.42	0.35	-	-
Микроэлементы (мкг/г)																								
Sc	16.06	27.27	25.13	29.50	24.11	16.34	23.97	30.27	31.62	22.92	29.14	-	-	27.65	30.35	30.57	39.88	38.33	22.49	-	-	24.19	-	-
Rb	10.35	35.74	32.45	26.01	21.11	34.96	47.35	50.90	33.39	15.99	8.10	-	-	6.27	6.38	14.64	17.23	16.39	19.79	-	-	2.52	-	-
Sr	389.16	456.40	415.57	501.31	411.59	365.06	432.80	427.37	629.84	343.13	350.66	-	-	333.03	426.09	279.69	277.95	269.52	714.78	-	-	425.32	-	-
Y	25.42	47.35	42.36	36.41	29.17	28.03	22.83	26.06	26.24	29.76	25.41	-	-	31.62	24.52	29.51	20.32	19.63	26.00	-	-	27.96	-	-
Zr	152.14	189.47	167.07	203.40	153.02	125.79	115.78	135.27	137.64	120.16	110.75	-	-	164.57	124.48	155.67	131.28	124.68	147.85	-	-	161.08	-	-
Nb	72.84	16.10	14.54	17.64	13.80	22.00	22.65	28.04	28.38	24.18	21.53	-	-	31.00	24.44	30.15	25.37	23.96	31.72	-	-	39.61	-	-
Cs	0.86	1.16	1.09	0.70	0.56	0.86	0.54	0.31	0.22	0.50	0.22	-	-	0.11	0.48	0.19	0.15	0.15	0.06	-	-	0.07	-	-
La	43.45	18.07	16.43	16.76	13.75	31.71	18.32	22.29	23.75	20.85	18.47	-	-	24.31	22.25	22.85	18.39	17.55	23.84	-	-	29.92	-	-
Ce	83.56	37.90	33.81	38.78	31.13	61.26	39.18	46.12	48.11	43.96	39.68	-	-	51.05	45.47	47.27	38.78	36.91	50.11	-	-	62.99	-	-
Pr	9.46	6.12	5.55	5.71	4.61	7.66	4.84	5.79	5.93	5.37	5.02	-	-	6.51	5.47	5.96	4.91	4.70	6.29	-	-	7.58	-	-
Nd	33.97	28.64	25.74	26.04	21.09	32.09	20.07	23.46	24.55	22.27	21.01	-	-	26.95	22.20	24.98	20.19	19.29	25.59	-	-	29.83	-	-
Sm	5.97	7.52	6.82	6.96	5.70	7.37	4.53	5.45	5.61	5.20	4.76	-	-	6.20	4.93	5.83	4.57	4.48	5.73	-	-	6.26	-	-
Eu	1.74	2.48	2.23	2.36	1.91	2.46	1.54	1.85	1.96	1.75	1.59	-	-	2.07	1.69	1.91	1.52	1.46	1.94	-	-	2.00	-	-
Gd	6.08	8.51	7.57	7.68	6.20	7.44	4.98	5.90	6.16	5.86	5.34	-	-	6.71	5.29	6.28	4.87	4.62	6.06	-	-	6.66	-	-
Tb	0.80	1.35	1.19	1.20	0.98	1.03	0.74	0.86	0.89	0.88	0.78	-	-	1.01	0.79	0.94	0.71	0.68	0.88	-	-	0.95	-	-
Dy	4.32	7.45	6.59	6.56	5.32	5.23	4.91	4.67	4.78	4.86	4.26	-	-	5.56	4.35	5.26	3.74	3.62	4.68	-	-	5.14	-	-
Ho	0.78	1.37	1.19	1.16	0.94	0.88	0.72	0.83	0.84	0.90	0.78	-	-	1.03	0.79	0.94	0.67	0.64	0.84	-	-	0.92	-	-
Er	2.34	3.73	3.33	3.12	2.51	2.39	2.00	2.32	2.36	2.52	2.18	-	-	2.86	2.24	2.68	1.85	1.75	2.35	-	-	2.67	-	-
Tm	0.35	0.54	0.47	0.44	0.35	0.33	0.29	0.33	0.34	0.37	0.32	-	-	0.42	0.33	0.40	0.27	0.25	0.34	-	-	0.39	-	-
Yb	2.17	3.04	2.70	2.54	2.03	1.92	1.79	1.92	1.97	2.10	1.91	-	-	2.50	1.92	2.33	1.58	1.50	2.03	-	-	2.42	-	-
Lu	0.35	0.47	0.39	0.38	0.28	0.28	0.27	0.28	0.29	0.32	0.29	-	-	0.37	0.30	0.35	0.23	0.22	0.30	-	-	0.35	-	-
Hf	3.30	4.53	4.06	4.81	3.81	2.80	2.60	3.11	3.20	2.66	2.57	-	-	4.07	2.97	3.69	2.95	2.91	3.50	-	-	3.75	-	-
Ta	5.03	1.22	1.08	1.33	1.03	1.22	1.55	1.91	1.95	1.61	1.55	-	-	2.24	1.75	2.15	1.75	1.68	2.20	-	-	2.78	-	-
Th	7.53	1.12	1.00	1.21	0.98	3.20	1.54	1.94	2.41	1.78	1.57	-	-	2.41	1.97	2.36	1.99	1.90	2.21	-	-	3.02	-	-

Примечание. Анализы на петрогенные элементы произведены рентгенофлуоресцентным методом в СВКНИИ (г. Магадан, аналитик Мануилова В.И.), на редкие и редкоземельные элементы – в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ISF-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США) (аналитики Авдеев Д.В., Бокоренко Л.С.). FeO* – суммарное железо. Анализы петрогенных элементов пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100 %.

LREE в среднем в 100 раз и располагаются между эталонными графиками базальтов типа OIB и EMORB, имея наибольшее сходство с OIB. Характерной чертой являются Ta-Nb максимумы.

Дискриминационные петрогеохимические диаграммы, позволяющие судить о геодинамической природе вулканитов, свидетельствуют в целом об океанической внутриплитной обстановке их формирования ($Zr - Ti / 100 - 3Y$, $Zr - Zr / Y$). Судя по положению фигуративных точек на диаграмме Th – Zr/117 – Nb/16 (рис. 2 б) и подобных диаграммах Th – Hf/3 – Nb/16 и Th – Hf/3 – Ta, среди базальтов кроме внутриплитных океанических имеют место разновидности, близкие по составу E-MORB. Диаграммы Zr/4 – 2Nb – Y, Mn·10 – TiO₂ – P₂O₅·10, позволяющие внутриплитные базальты разделить на толеитовые и щелочные, демонстрируют наличие среди базальтов киселевского комплекса и тех, и других разновидностей.

Соотношения Nb-Zr-Y свидетельствуют о формировании базальтов из плюмовых источников на океанических плато и океанических островах (рис. 2 д). Геохимические типы источников соответствуют тренду эволюции океанических мантийных магм и имеют обогащенный в различной степени характер (рис. 2 е).

По совокупности выделенных нами геологических и геохимических критериев можно предположить формирование базальтов киселевского комплекса над внутриплитным плюмовым источником (горячая точка), подобном плюму горячей точки Гавайских островов. Кроме вышеуказанных петрохимических критериев это подчеркивается диаграммой рис. 2 е [54], на которой поля фигуративных точек базальтов киселевского комплекса и Гавайских островов практически совпадают, причем и для тех, и для других четко проявлен промежуточный характер их составов между E-MORB и OIB, подчеркнутый при описании спайдер- и дискриминационных диаграмм.

ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОРОД

Для палеомагнитного изучения в 2009 и 2010 гг. из осадочно-вулканогенных пород Киселевского блока (рис. 1), обнажающихся на левобережье нижнего течения р. Амур, юго-западнее с. Киселевка (средние координаты – 51.40° с.ш., 138.95° в.д.), нами была отобрана коллекция ориентированных образцов базальтов, туфов, алевритов и кремней из 17 точек (всего 183 образца).

Методика петро- и палеомагнитных исследований

Ориентировка образцов проводилась магнитным компасом, отбор – геологическим молотком и зубилом. Магнитное склонение в районе работ составля-

ло -12.7° и учитывалось в средних палеомагнитных направлениях. Распиловка ориентированных штуфов на двухсантиметровые кубики проводилась на электропиле с алмазным диском. Из каждого штуфа выпиливалось, как правило, 3–4 образца-дубля, но не менее 2-х, которые затем использовались при петро- и палеомагнитных лабораторных измерениях.

Для определения состава и структуры носителей магнетизма осадочных и вулканогенных пород Киселевского блока, их магнитной жесткости на ряде представительных образцов были изучены следующие характеристики: 1) температурные зависимости намагниченности насыщения (J_s-T) от комнатной температуры до 600–700°C с определением точек Кюри (T_c) на весах Кюри (термомагнитный анализатор фракций ТАФ-2 производства ГО «Борок» ИФЗ РАН, чувствительность по магнитному моменту 8×10^{-10} Ам², точность измеряемой температуры не хуже 2°, постоянное магнитное поле 400 кА/м, масса навески 0.2 г); 2) петли гистерезиса, намагниченность насыщения (J_s), намагниченность остаточного насыщения (J_{rs}), коэрцитивная сила (H_c) и остаточная коэрцитивная сила (H_{cr}) на установке для снятия параметров петли гистерезиса (производство ГО «Борок» ИФЗ РАН, чувствительность по намагниченности 3×10^{-1} А/м, диапазон магнитных полей от 0 до ± 520 кА/м, размер образца: $10 \times 10 \times 10$ мм); 3) состав и структура магнитных минералов в аншлифах 10 образцов на растровом электронном микроскопе EVO-40HV Zeiss с энергодисперсионным анализатором X-MAX 80.

У всех образцов была измерена начальная магнитная восприимчивость (k) в 12 положениях через 45° в каждой из трех взаимно перпендикулярных плоскостей на каппа-мосте MFK1-FA (производства AGICO, Чехия, чувствительность 3×10^{-8} ед. СИ). Рассчитывались направления и величины главных осей эллипсоида начальной магнитной восприимчивости. Измерения остаточной намагниченности проводились на спин-магнитометре JR-6A (производства AGICO, Брно, Чехия, чувствительность по намагниченности 2×10^{-6} А/м), помещенном в кольца Гельмгольца. В 2012 г. измерения выполнялись на СКВИД-магнитометре 755-4K SRM (производства 2G Enterprises, США, чувствительность по магнитному моменту 5×10^{-12} Ам²).

Все образцы палеомагнитных коллекций были подвергнуты ступенчатой температурной чистке от 100 до 690°C с числом шагов от 17 до 21 в электропечи, помещенной в 4 пермаллоевых экрана (степень компенсации магнитного поля до 15 нТл). Для уменьшения влияния лабораторного подмагничивания при каждом нагреве положение образцов в печи менялось хаотически, а перенос образцов от печи к измери-

тельному прибору осуществлялся в пермалловом контейнере.

Выделение компонент естественной остаточной намагниченности производилось при анализе данных температурного размагничивания путем использования пакета программ Р. Энкина [42]. Расчет координат палеомагнитных полюсов, реконструкций положения блоков и их кинематических параметров относительно Евразии, согласно полученным палеомагнитным данным, проводился с помощью пакета программ Т. Торсвика [62].

Характеристика носителей намагниченности пород

По результатам термомагнитного анализа алевролитов было установлено, что их магнитная фракция представлена в основном гематитом с $T_c = 670\text{--}680^\circ\text{C}$ (обр. D09/39-1, рис. 3 а). К лабораторному нагреву до 700° этот гематит стабилен, что видно по практически не изменившимся величинам T_c и намагниченности насыщения; отношение последней после и до нагрева (J_{st}/J_{so}) равно 1. Гистерезисные параметры (рис. 3а) свидетельствуют о многодоменной структуре магнитных минералов в этом образце [40], остаточная коэрцитивная сила составляет более 0.084 tesla (840 gauss).

Для небольшого количества образцов осадочных пород Киселевского блока наблюдается и другое поведение Js-T, где на кривой первого нагрева Js-T (обр. D09/41-1, рис. 3 б) видны две магнитные фазы – в среднем температурном ($280\text{--}350^\circ\text{C}$) и высокотемпературном (около 620°C) интервалах. На повторной кривой Js-T $T_c \approx 620^\circ\text{C}$ сохраняется, среднетемпературная фаза исчезает и появляется магнитная фаза с $T_c = 675^\circ\text{C}$. Намагниченность насыщения образца после нагрева увеличилась примерно на 20 %. Гистерезисные параметры (рис. 3 б) свидетельствуют о псевдооднодоменной структуре магнитных минералов в этом образце [40], остаточная коэрцитивная сила составляет более 0.04 tesla (400 gauss).

Результаты термомагнитного анализа базальтов показали, что их магнитная фракция представлена в основном магнетитом и катион-дефицитным магнетитом. В качестве примера на рис. 3 в приведены зависимости Js-T 1-го и 2-го нагревов образца D09/36-4, на которых отчетливо видна $T_c \approx 600^\circ\text{C}$; намагниченность насыщения после первого нагрева до 700°C уменьшилась на 25 % (рис. 3 в). Js большинства образцов базальтов при лабораторном нагреве имеет подобное поведение, различается только величина J_{st}/J_{so} , которая варьируется от 1 до 0.7. Гистерезисные параметры (рис. 3 в) свидетельствуют о псевдооднодоменной структуре магнитных минералов в этом

образце [40], остаточная коэрцитивная сила составляет более 0.037 tesla (370 gauss).

Имеется и другой тип зависимостей Js-T базальтов, где на кривой первого нагрева (обр. D09/35-7, рис. 3 г) видны две магнитные фазы с $T_c \approx 450^\circ$ и $\approx 620^\circ\text{C}$. На повторной кривой Js-T появляется T_c , близкая к таковой магнетита ($\approx 560^\circ\text{C}$) и, возможно, T_c в низкотемпературном интервале ($180\text{--}200^\circ\text{C}$), намагниченность насыщения образца после нагрева уменьшилась примерно на 20 %. Такое поведение намагниченности насыщения в ходе лабораторного нагрева можно объяснить гомогенизацией продуктов высокотемпературного распада исходных титаномагнетитов базальтов, имевшего место на постмагматической стадии [21, 39]. Гистерезисные параметры (рис. 3 г) свидетельствуют о псевдооднодоменной структуре магнитных минералов в этом образце [40], остаточная коэрцитивная сила составляет более 0.02 tesla (200 gauss).

Сопоставление данных о составе и структуре магнитных минералов базальтов, изученных на электронном микроскопе с микроанализатором (рис. 4), с данными термомагнитного анализа (рис. 3) показало: 1) первичные магнитные минералы – это титаномагнетиты различного размера от первых (рис. 4 а) до 100 (рис. 4 б, в) микрон; 2) согласно оценкам, сделанным по величине $\text{TiO}_2/\text{FeO}^*$, доля ульвошпинельного компонента в первичных титаномагнетитах составляла от 0.25 (рис. 4 а) до 0.9 (рис. 4 б) при среднем около 0.65 (рис. 4 в, г); 3) магнитные свойства базальтов в настоящее время связаны с продуктами распада, вероятно высокотемпературного на постмагматической стадии, первичных титаномагнетитов с T_c от 450 до 600°C .

Естественная остаточная намагниченность и начальная магнитная восприимчивость пород

Величины естественной остаточной намагниченности (NRM) и начальной магнитной восприимчивости (k) изученных образцов варьируются в широких пределах (рис. 5): NRM – от 1.26×10^{-3} до 5.83 А/м, k – от 2.29×10^{-5} до 1.25×10^{-1} ед СИ. Распределение NRM явно бимодальное; в первой, немагнитной, группе диапазон измеренных значений составляет от 1.26×10^{-3} до 2.10×10^{-2} А/м, во второй, магнитной, группе – от 2.12×10^{-2} до 5.83 А/м. Слабомагнитную группу формируют в основном осадочные и, отчасти, вулканогенные породы; вторую группу – образцы базальтов и андезитобазальтов. Аналогичное поведение отмечается и для величины начальной магнитной восприимчивости измеренных образцов. Слабомагнитная группа по NRM имеет значения k от $2.21\text{E-}04$ до $1.03\text{E-}03$ ед.

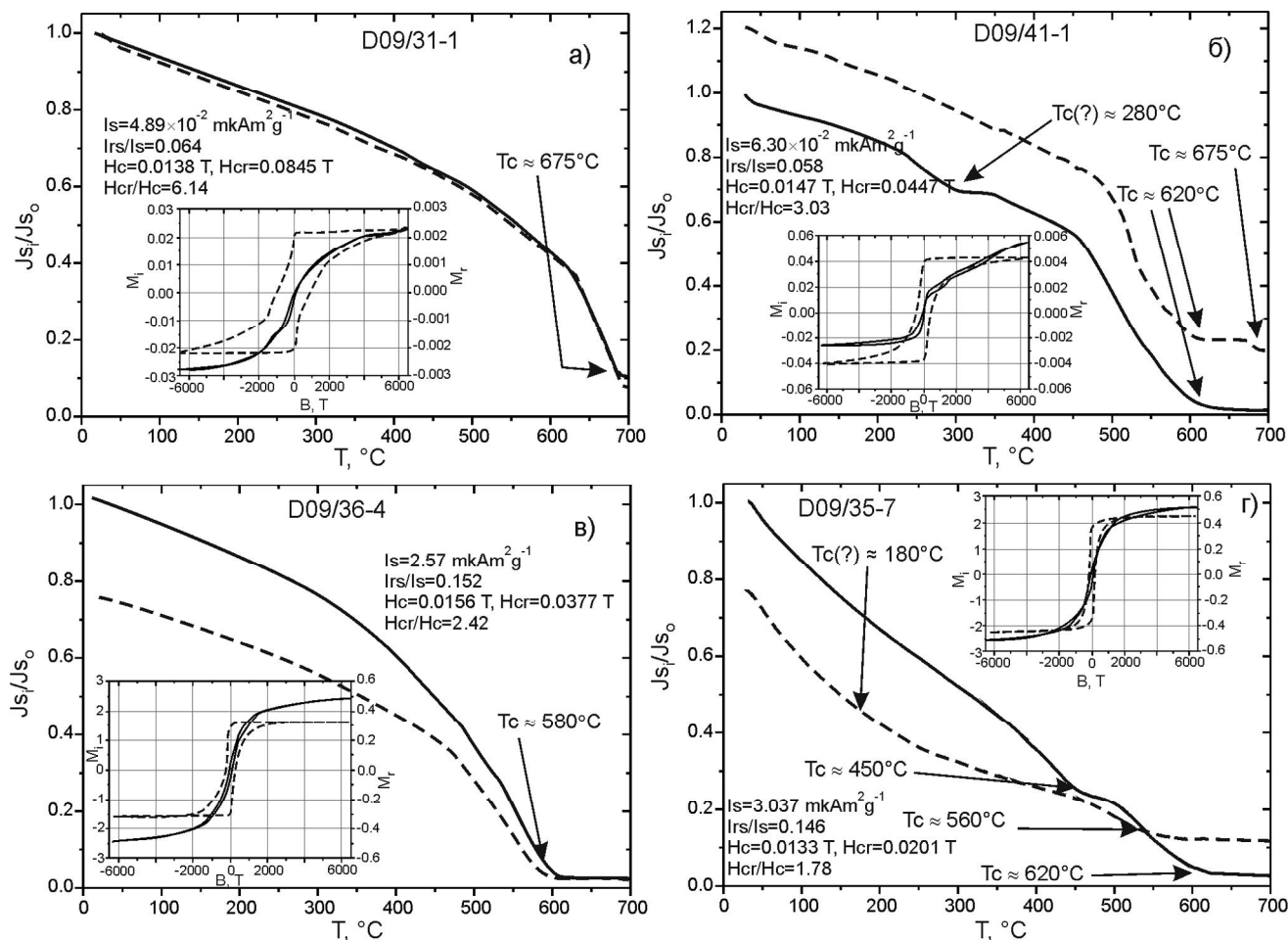


Рис. 3. Петромагнитная характеристика состава и структурных особенностей носителей магнетизма вулканогенных (в, г) и осадочных (а, б) пород Киселевского блока по данным термомагнитного и магнитоструктурного анализов.

СИ, более магнитная группа – от $3.07\text{E}-04$ до $1.29\text{E}-02$ ед. СИ (рис. 5).

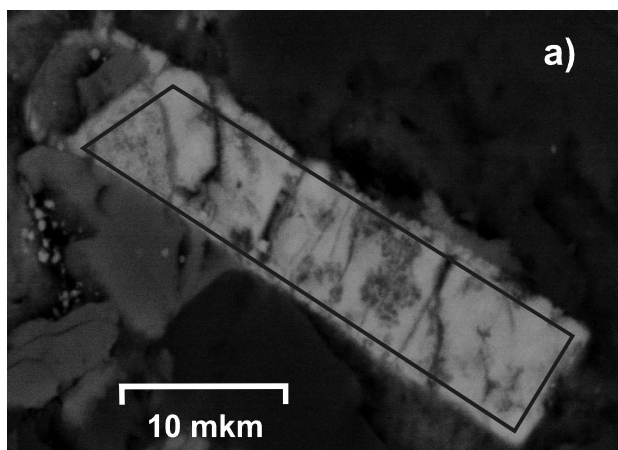
Отношение Кенигсбергера (Q_n) варьируется от 0.12 до 11.0 (рис. 5), при этом его распределение близко логнормальному. Почти у 45 % изученных образцов эта величина более единицы, что, так же как и гистерезисные характеристики (рис. 3), свидетельствует о достаточной магнитной жесткости и потенциальной палеомагнитной стабильности. $Q_n > 1$ имеют образцы, выполняющие как слабомагнитную (осадки), так магнитную (базальты) группы (рис. 5).

Коэффициент анизотропии начальной магнитной восприимчивости ($A_k = 1 - k_{int}/k_{max}$) имеет размах от долей процента до 8 (рис. 6 а), его распределение также близко к нормальному с модовым значением немногим более 1 %. На зависимости $A_k - k$ можно видеть, что корреляции между этими двумя величинами нет. На диаграмме Д. Флинна [44] фигуративные точки образцов осадков и базальтов попадают в области линейного и плоскостного типа

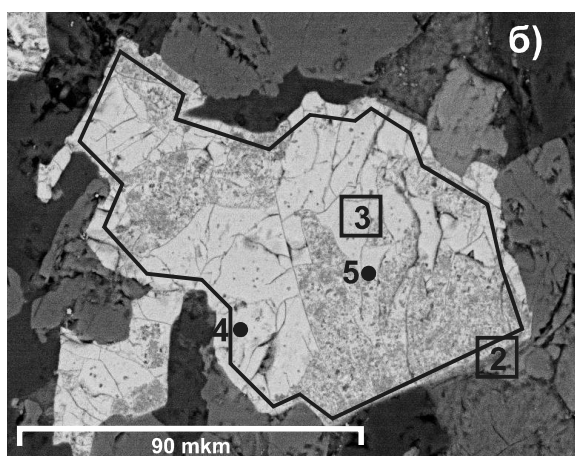
анизотропии (рис. 6 б), но с явным предпочтением последней. Магнитная текстура плоскостного типа является первичной и для осадочных пород, и для вулканитов из потоков. Среднее значение коэффициента $E_k = (k_{int} \times k_{int}) / (k_{min} \times k_{max})$ равно 1.004. На основании чего можно заключить, что породы Киселевско-Маноминского террейна сильных стрессовых деформаций не испытали, за исключением образцов из приконтактных тектонических зон.

Палеомагнитная характеристика пород

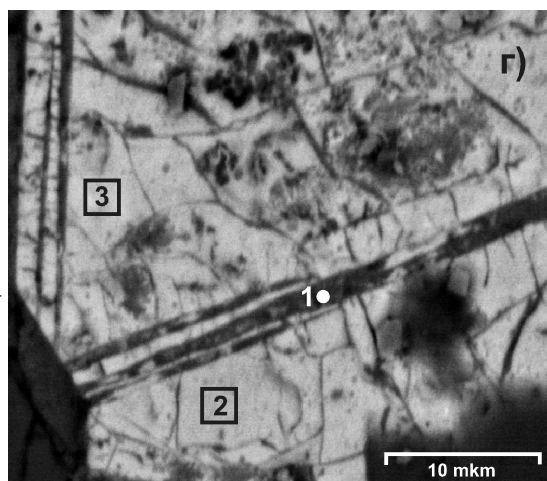
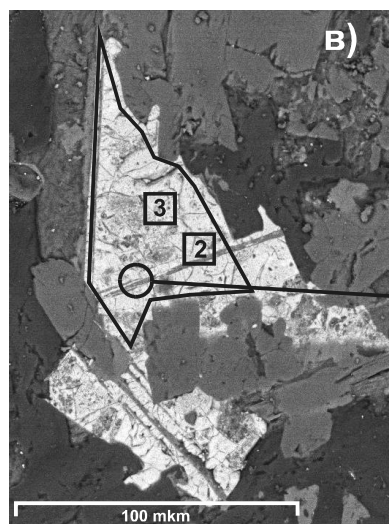
В результате ступенчатого терморазмагничивания (T -чистка) палеомагнитной коллекции осадочно-вулканогенных пород Киселевского блока Киселевско-Маноминского террейна выявлено около 20 % образцов, не пригодных для компонентного анализа. Образцы были отбракованы из-за нестабильного поведения NRM в ходе T -чистки. Примером такого поведения является образец базальта (D09/36-8, рис. 7 а), для которого на стереограмме, ортогональ-



формула соед. № анализа	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	FeO	Сумма
1	2.1	3.42	1.13	7.02	80.41	94.08



формула соед. № анализа	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	FeO	Сумма
1	2.77	9.22	6.36	31.63	52.7	102.68
2	3.26	15.59	11.99	33.47	42.97	107.28
3	2.31	3.07	2.25	32.7	61.65	101.98
4	2.33	-	-	33.45	64.38	100.16
5	1.41	2.97	2.25	20.21	72.19	99.03



формула соед. № анализа	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	FeO	Сумма
1	1.37	3.08	13.33	8.11	18.43	58.36	102.68
2	-	3.18	8.88	5.41	12.11	69.7	99.28
3	1.13	3.8	16.76	10.67	20.78	50.57	103.71

формула соед. № анализа	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	FeO	Сумма
1	3.31	6.25	25.44	14.06	30.34	21.8	101.2
2		2.46	1.19	1.34	27.95	67.26	100.2
3			3.74	2.67	9.64	78.89	94.94

Рис. 4. Данные микрозондового анализа зерен титаномagnetитов из базальтов.

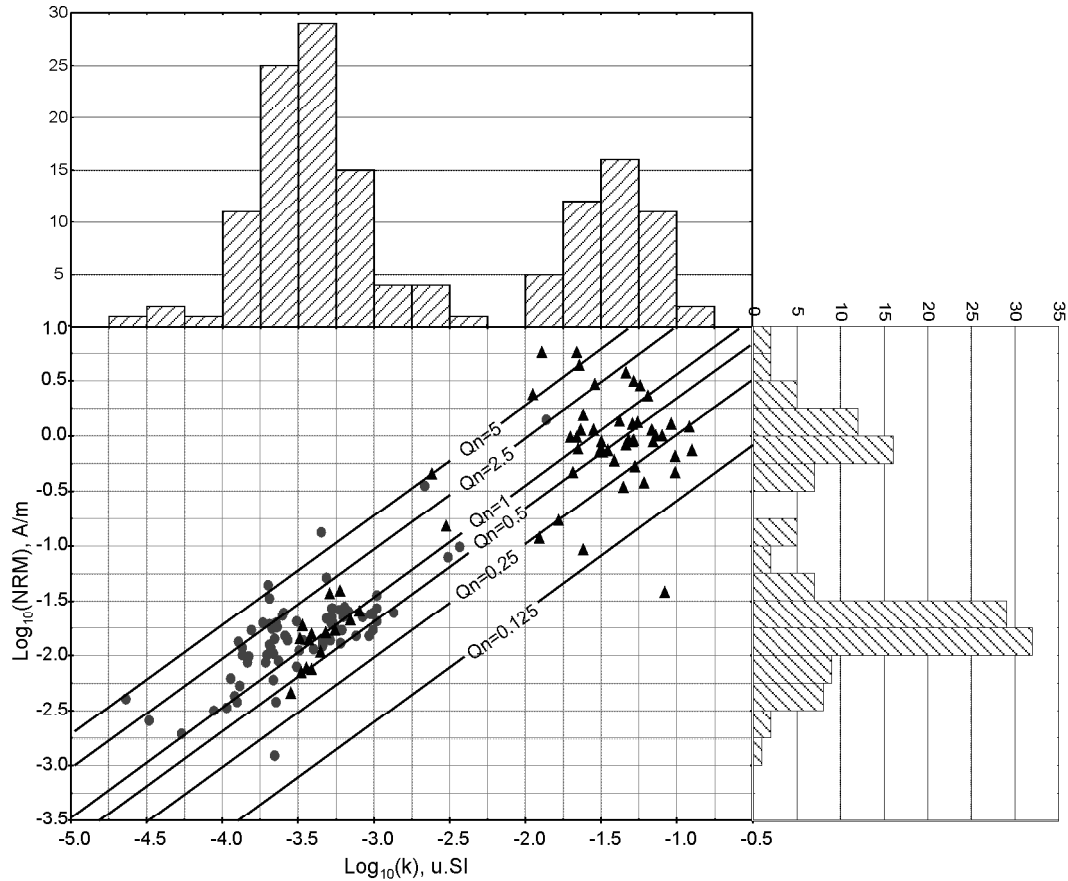


Рис. 5. Характеристика величин естественной остаточной намагниченности (NRM) и начальной магнитной восприимчивости (k) изученных образцов.

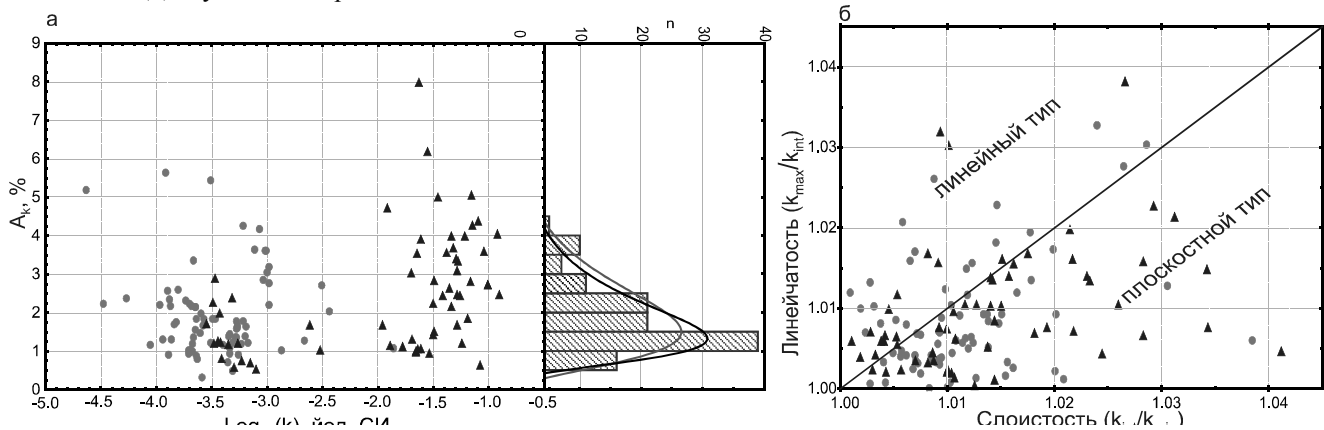


Рис. 6. Основные характеристики магнитной текстуры изученных образцов.

а – зависимость величины магнитной анизотропии (Ak) от начальной магнитной восприимчивости (k); б – диаграмма Д.Флинна [44].

ной диаграмме и зависимости NRM-T наблюдаются необъяснимые «выбросы» и близкое к хаотичному распределение счищенных направлений NRM, что не позволяет их интерпретировать.

Основная же часть образцов коллекции показала удовлетворительную палеомагнитную стабильность, и в качестве примера на рис. 7 (б–е) приве-

дены результаты компонентного анализа NRM 5-ти образцов.

Диаграмма Зийдервельда образца алевролита D09/32-1 (рис. 7 б) имеет практически противоположные направления компонент. Низкотемпературная компонента (НТКН) выделяется при $T = 300\text{ }^{\circ}\text{C}$ и имеет направление $\text{Dec} = 22.4^{\circ}$, $\text{Inc} = 53.5^{\circ}$. Высокотем-

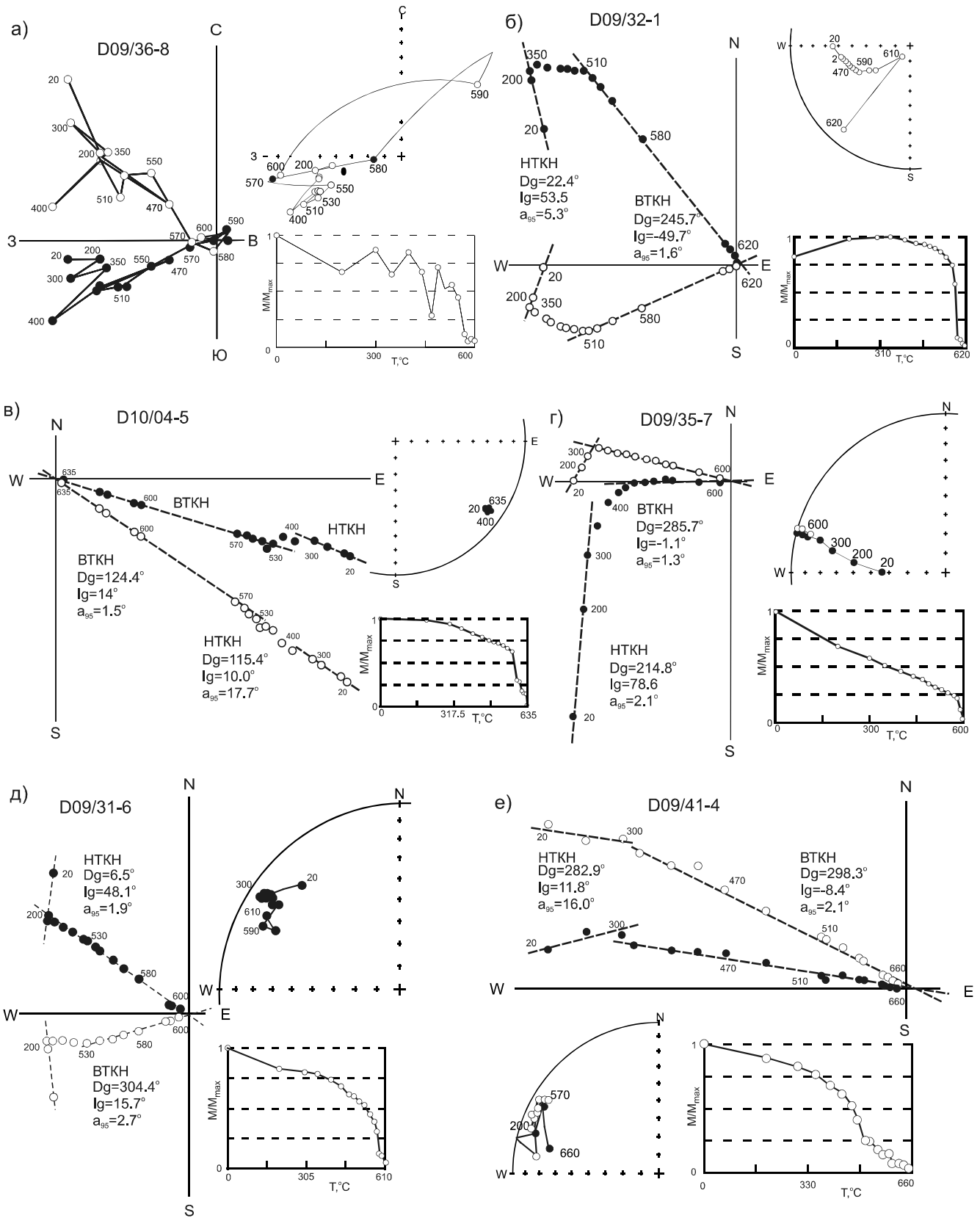


Рис. 7. Примеры ступенчатого терморазмагничивания NRM пород Киселевского блока на диаграммах Зийдервельда [66]. Диаграммы: а, в, г – базальтов; б, д, е – алевролитов. Залитые знаки – проекция на горизонтальную плоскость, полые – на вертикальную. Числа у знаков – температура магнитной чистки в °С.

Таблица 2. Направления высокотемпературной компоненты NRM вулканогенных и осадочных пород Киселевского блока.

№ точки (сайта)	тип породы	аз. пад. °	уг. пад. °	n (N)	n ₁ (N ₁)	Dec _g . °	Inc _g . °	K	α ₉₅ . °	Dec _s . °	Inc _s . °
D09/31	алевролиты	335	60	17	9	296.0	20.0	42.4	8.0	293.0	-28.0
D09/32	алевролиты	15	60	5	4	314.0	-15.0	16.9	23.0	286.0	-32.0
D09/34	базальты	10	75	10	8	304.0	6.0	63.6	7.0	293.0	-21.0
D09/35	базальты	320	60	13	10	285.0	6.0	94.3	5.0	271.0	-41.0
D09/39	песчаники. алевролиты	270	35	8	8	283.0	0.0	192.6	4.0	286.0	-33.0
D09/41	песчаники и алевролиты	340	40	8	7	298.0	-5.0	102.1	6.0	287.0	-32.0
D10/01	алевролиты	340	75	5	4	278.7	-3.2	194.7	6.6	254.6	-28.1
D10/02	алевролиты	335	65	5	3	286.3	0.7	34.9	21.2	266.1	-36.4
D10/03	алевролиты	325	45	13	6	286.8	-5.5	16.9	16.8	273.3	-38.4
D10/04	базальты	120	80	11	7	358.1	39.0	21.2	13.4	69.7	30.9
D10/05	красные кремни	300	60	12	7	277.4	13.0	19.5	14.0	270.0	-41.8
Среднее по образцам					73	285.9	-0.4	5.8	6.8		
					73			11.3	4.9	278.0	-34.3
Среднее по сайтам					(11)	286.4	-2.1	6.3	19.8		
					(11)			33.3	8.0	263.6	-33.8

Примечание. n (N) – количество отобранных образцов (количество точек отбора); n₁ (N₁) – количество использованных образцов (точек отбора), использованных при расчете среднего; Dec_g, Inc_g – палеомагнитные склонение и наклонение, соответственно, в географической системе координат; Dec_s, Inc_s – палеомагнитные склонение и наклонение, соответственно, в стратиграфической системе координат; K, α₉₅ – кучность и радиус овала доверия вокруг среднего, соответственно, по [44].

пературная (ВТКН) – разрушается при T = 620 °C с иным направлением: Dec = 245.7°, Inc = -49.7°.

Для образца базальта D10/04-5 (рис. 7 в) на диаграмме Зийдервельда выделяются две компоненты: низкотемпературная – при T = 300 °C (Dec = 115.4°, Inc = 10.0°) и высокотемпературная – при T = 635 °C с направлением Dec = 124.4°, Inc = 14.0°.

Анализ поведения направлений NRM образца базальта D09/35-7 (рис. 7 г) показал наличие двух почти перпендикулярных компонент. Низкотемпературная компонента разрушается при T = 300 °C и имеет направление Dec = 214.8°, Inc = 78.6°. Высокотемпературная – разрушается при T = 600 °C с направлением Dec = 285.7°, Inc = -1.1°.

Для образца алевролита D09/31-6 (рис. 7 д) выделяются две компоненты: низкотемпературная, разрушаемая до T=300°C, имеет направление Dec = 6.5°, Inc = 48.1° и высокотемпературная – Dec = 305.4°, Inc = 15.7°.

На диаграмме Зийдервельда образца алевролита D09/41-4 (рис. 7 е) выделяются следующие компоненты: низкотемпературная до T=300°C (Dec = 282.9°, Inc = 11.8°) и высокотемпературная до T=660 °C (Dec = 298.3°, Inc = -8.4°).

Анализ выделенных компонент NRM всех изученных образцов показал наличие двух статистически значимых компонент. Первая, низкотемпературная, выделяется при T-чистке 86 образцов в диапазоне от 20 до 250–350°C и имеет направление в географической системе координат: Dec=350.8°, Inc=66.4° (K = 9.3, α₉₅ = 5.3°), в стратиграфической системе координат параметр K существенно ниже – 3.2. Направление этой компоненты в географической системе координат близко к направлению современного геомагнитного поля в районе работ – Dec=347.8° и Inc=66.1°.

Вторая, высокотемпературная, компонента выделяется при T-чистке 73 образцов из 11 точек отбора (табл. 2) в диапазоне температур от 400 до 560–620°C. У большинства образцов эта компонента NRM в ходе магнитной чистки на диаграммах Зийдервельда «идет» в нуль, то есть ее можно принимать за характеристическую намагниченность. Фигуративные точки как единичных, так и средних по сайтам направлений этой компоненты NRM стабильных образцов располагаются на стереограмме в 3 и 4 квадрантах, и только образцы сайта D10/4 – в первом (рис. 8, табл. 2). Мы полагаем, что намагничивание этих образцов происходило в обратном магнитном поле, нежели намагни-

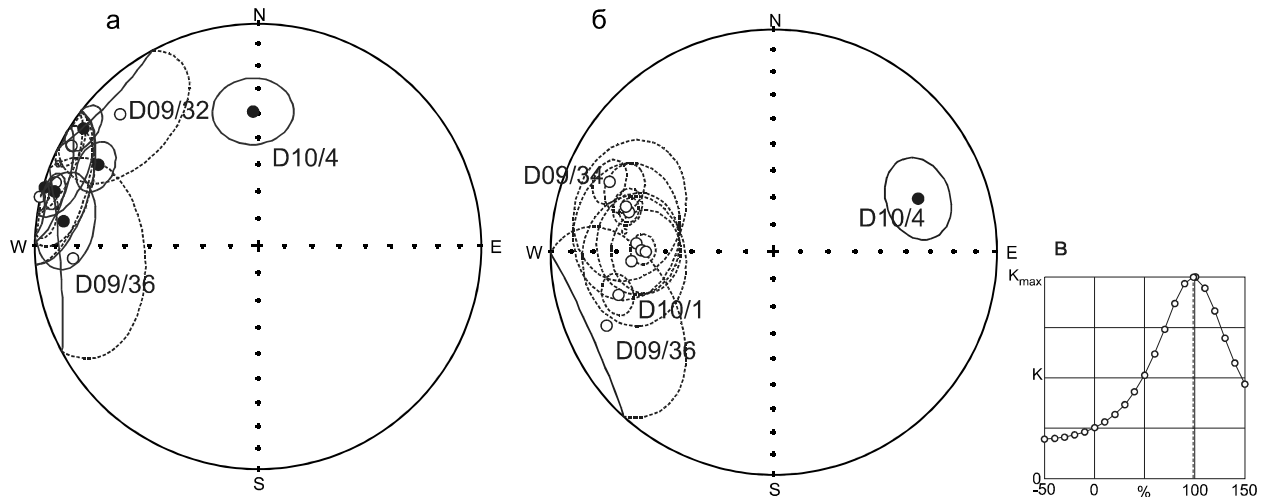


Рис. 8. Распределение средних по точкам направлений высокотемпературной компоненты NRM пород Киселевского блока на стереограммах в современной (а) и древней (б) системах координат и данные теста ступенчатого выпрямления складки (в).

Залитый знак на стереограммах – проекция на нижнюю полусферу, полые – на верхнюю.

чивание образцов из других 10 сайтов. Поэтому при расчетах средних направлений этой компоненты направления образцов точки D10/4 обращались в другую полярность.

Среднее направление высокотемпературной компоненты NRM для всех 73 образцов в географической и стратиграфической системах координат составляет $Dec_g = 285.9^\circ$, $Inc_g = -0.4^\circ$ ($K_g = 5.8$, $\alpha_{95} = 6.8^\circ$) и $Dec_s = 278.0^\circ$, $Inc_s = -34.3^\circ$ ($K_s = 11.3$, $\alpha_{95} = 4.9^\circ$), соответственно. В стратиграфической системе координат значение кучности почти в два раза выше, чем в географической. Среднее направление для 11 точек в географической (рис. 8 а) и стратиграфической (рис. 8 б) системах координат составляет $Dec_g = 286.4^\circ$, $Inc_g = -2.1^\circ$ ($K_g = 6.3$, $\alpha_{95} = 19.8^\circ$) и $Dec_s = 263.6^\circ$, $Inc_s = -33.8^\circ$ ($K_s = 33.3$, $\alpha_{95} = 8.0^\circ$), соответственно. Во втором случае значение кучности в стратиграфической системе координат более чем в пять раз выше, чем в географической, причем, при процедуре ступенчатого распрямления складки [43] максимальная кучность достигается при 100 %-ом распрямлении (рис. 8 в), что свидетельствует о доскладчатом возрасте высокотемпературной компоненты. Учитывая наличие в разрезе киселевского комплекса прямо (одна точка – 7 образцов) и обратно (10 точек – 66 образцов) намагниченных пород, можно достаточно уверенно говорить о том, что возраст высокотемпературной компоненты близок времени образования изучаемых пород – около 135 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученное в результате исследований среднее направление по 11 точкам в стратиграфической

системе координат с $Dec = 263.6^\circ$, $Inc = -33.8^\circ$, $K = 33.3$, $\alpha_{95} = 8.0^\circ$ использовано в дальнейших расчетах. Координаты соответствующего палеомагнитного полюса составляют: $Plat = 18.6^\circ$, $Plong = 222.4^\circ$, $dp = 5.2$, $dm = 9.1^\circ$, $\alpha_{95} = 6.9^\circ$, и находится он в тропических широтах северного полушария западной части Тихого океана (рис. 9). На этом же рисунке показаны: 1) положение палеомагнитных полюсов для Приморья и о. Сахалин из GPDB [55]; 2) положение палеомагнитного полюса, соответствующего региональному перемагничиванию [1]; 3) положения палеомагнитных полюсов для меловых пород Западно-Сахалинского преддугового прогиба [33]; 4) мезозой-кайнозойские APWP для стабильной Европы [62] и Сибири [17]. На рис. 9 отчетливо видно, что полученный в настоящей работе палеомагнитный полюс для нижнемеловых пород киселевского блока, так же как и полюсы для меловых пород о. Сахалин, располагается вдали от направлений возможного перемагничивания, и все они закономерно по времени (ранний–поздний мел) располагаются в субмеридиональной полосе от тропических до высоких широт. Подобное закономерное, на наш взгляд, расположение полюсов является свидетельством их общей, в значительной мере, истории крупноамплитудных горизонтальных перемещений.

Более отчетливо эта общность перемещений видна на зависимостях широтного дрейфа и вращения относительно стабильной в меловое время Евразии, для чего с APWP Европы (APWP Европы и Сибири с учетом доверительных интервалов [17, 62] в меловое время совпадают) на координаты Приморья были рассчитаны ожидаемые палеошироты (рис. 10 а) и

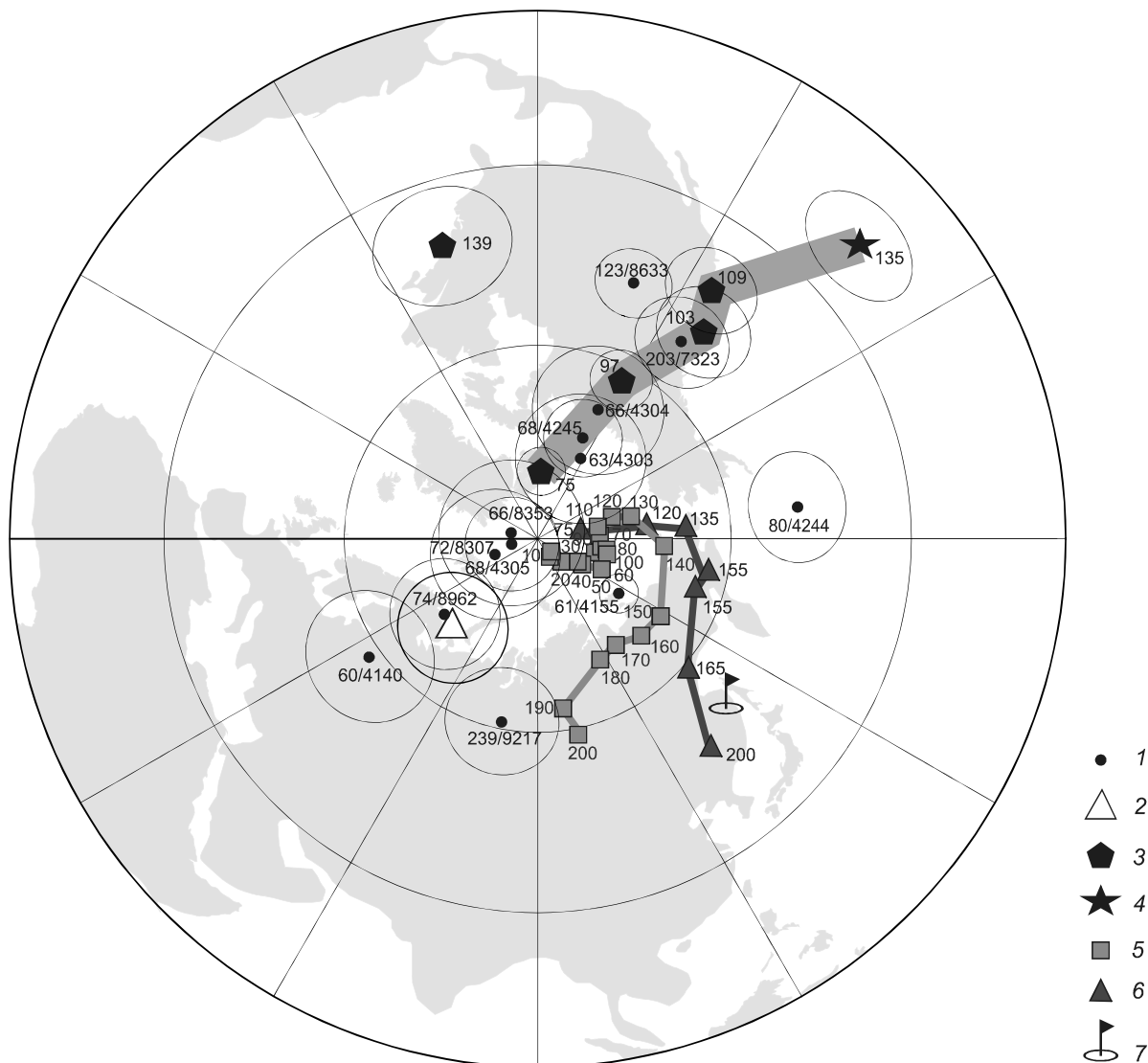


Рис. 9. Положения палеомагнитных полюсов мезозойских пород Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса.

1 – полюсы из GPDB [55] (числитель – возраст в млн лет, знаменатель – номер по GPDB); 2 – полюс позднемеловой метакронной компоненты [1]; 3 – полюсы мезозойских пород Западно-Сахалинского преддугового прогиба [33]; 4 – полюс нижнемеловых пород Киселевского блока (настоящая работа); 5, 6 – траектории кажущейся миграции полюсов стабильной Евразии, по [62], и Сибири, по [17], соответственно; 7 – место работ. Круги вокруг полюсов – овал доверия α_{95} . Использована равноплощадная стереографическая проекция Шмидта.

палеомагнитные склонения (рис. 10 б) в интервале 0–250 млн лет. На первом из этих рисунков хорошо виден тренд увеличения наблюдаемых палеоширот для изученных меловых объектов Приморья и Сахалина из экваториально-тропических северного полушария до современных и их постепенное сближение с ожидаемыми в интервале 80–60 млн лет назад. На втором – вращение по часовой стрелке (до 70–80°) изученных меловых объектов Приморья и Сахалина относительно восточной окраины Евразии, стабильной в меловое время. Совпадение наблюдаемых и ожидаемых склонений (палеомеридианов) отмечает-

ся, так же как и для палеоширот, в интервале 80–60 млн лет назад.

На основе вышерассмотренных палеомагнитных данных для меловых объектов Приморья и Сахалина, геолого-геохимической информации об их генезисе, а также имеющихся глобальных кинематических реконструкций [20, 31 и др.] предлагается следующая модель меловой истории развития региона.

Начало раннего мела (135±5 млн л. н. *, рис. 11 а)

Установленный общий характер перемещений меловых объектов Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса относительно стабильной Ев-

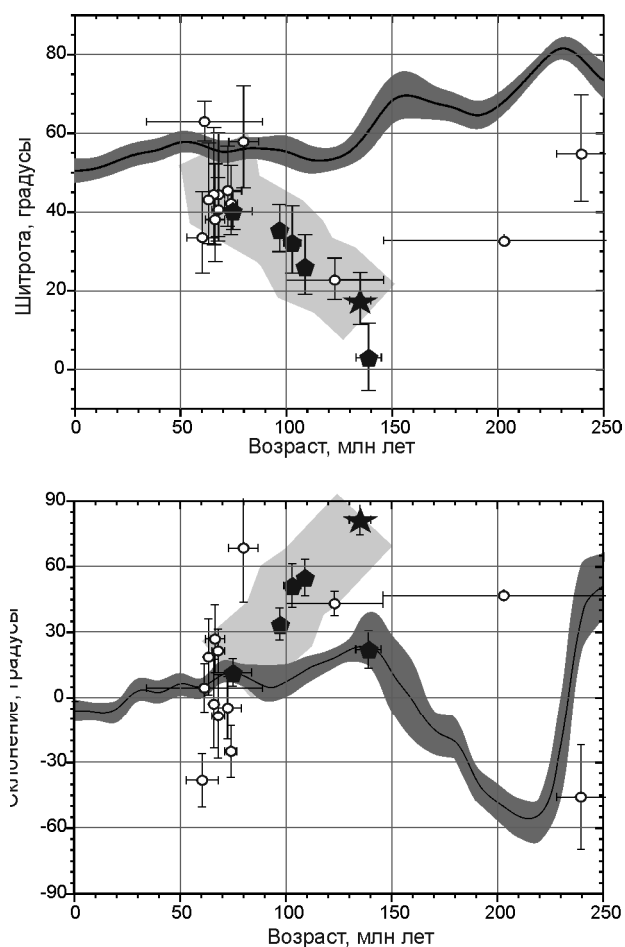


Рис. 10. Сопоставление наблюдаемых палеоширот (а) и палеосклонений (б) Приморья и Сахалина с расчетными с полюсов стабильной Евразии [62].

Все данные пересчитаны на точку с координатами 48.0° с.ш., 138.0° в.д. Темные полосы – расчетные палеоширота и палеосклонение с полюсов стабильной Евразии [62], остальные условные обозначения см. рис. 9.

разии предполагает их зарождение и дальнейшее движение до причленения к восточной окраине Евразии на океанической плите Изнаги. Плита в раннем мелу двигалась со скоростью около 20 см/год [47] в северо-западном направлении и субдуцировала под восточную окраину Евразии.

Именно в это время на плите Изнаги в полосе широт от 13 до 24° северного полушария (рис. 11а, светло-серый прямоугольник) произошло формирование осадочно-вулканогенного комплекса пород Киселевского блока Киселевско-Маноминского террейна.

* Здесь и далее возраст дан по шкале Международной комиссии по стратиграфии (International Commission on Stratigraphy, May 2012).

Имеющиеся геохимические и геологические данные, а также данные о составе первичных титаномагнетитов, в которых доля ульвошпинельного компонента составляла в среднем около 0.65 (рис. 4 в, г), позволяют высказать предположение о внутриплитном океаническом генезисе пород Киселевского блока над горячей точкой (мантийным плюмом) подобно породам Гавайско-Императорского хребта. Вероятно, нелишним здесь будет сопоставить современную позицию о. Гавайи ($19\text{--}20^\circ$ с.ш.) с палеоширотой Киселевского блока в раннем мелу ($18 \pm 5^\circ$ с.ш.).

Наиболее вероятное положение последнего на реконструкции (рис. 11 а) показано звездочкой. Затем блок на плите Изнаги транспортировался в северо-западном направлении к активной окраине Евразии, которая после закрытия к этому времени Монголо-Охотского океанического бассейна стала единой от Омолонского массива – на севере, до Индокитая – на юге. Представляла ли вся восточная окраина Евразии в это время единую зону субдукции, то есть была активной окраиной – вопрос неоднозначный. По представлениям Л.П. Зоненшайна с соавторами [10], в раннем мелу к востоку от Амурии образовался островной массив аккреционного сложения (Сихотэ-Алинь, по [10], на восточной окраине которого заложилась Сихотэ-Алинская островная дуга). По данным одного из авторов настоящей работы А.И. Ханчука с соавторами [27, 30, 31 и др.], к югу от Удско-Мургальской дуги (выше 70° на реконструкции рис. 11 а), вплоть до широты 30° , в это время формируется протяженная Бурей-Сихотэ-Алинская трансформная континентальная окраина, южнее сменяющаяся Восточно-Китайской активной окраиной [7]. В работе использована точка зрения А.И. Ханчука с соавторами, и на реконструкции для раннемелового времени (рис. 11 а) у восточной окраины Амурии показана трансформная граница. Единственное изменение касается ее протяженности – на реконструкции она заканчивается не на 30° с.ш., а в районе $50\text{--}60^\circ$. Иначе трудно было бы объяснить почти фронтальную субдукцию плиты Изнаги под китайские блоки, как это следует из кинематических реконструкций [57]. Так как рассмотрение этого вопроса не является предметом настоящей работы, здесь он только обозначен.

Конец раннего мела (105 ± 5 млн л. н., рис. 11 б)

В движении плиты Изнаги к этому времени произошли существенные изменения. Направление движения с северо-западного сменилось на почти меридиональное, а скорость, по данным [58], могла уменьшиться до $10\text{--}15$ см/год. Угол конвергенции океанической плиты с континентальной стал острым, в связи с чем вдоль восточной границы Евразии на

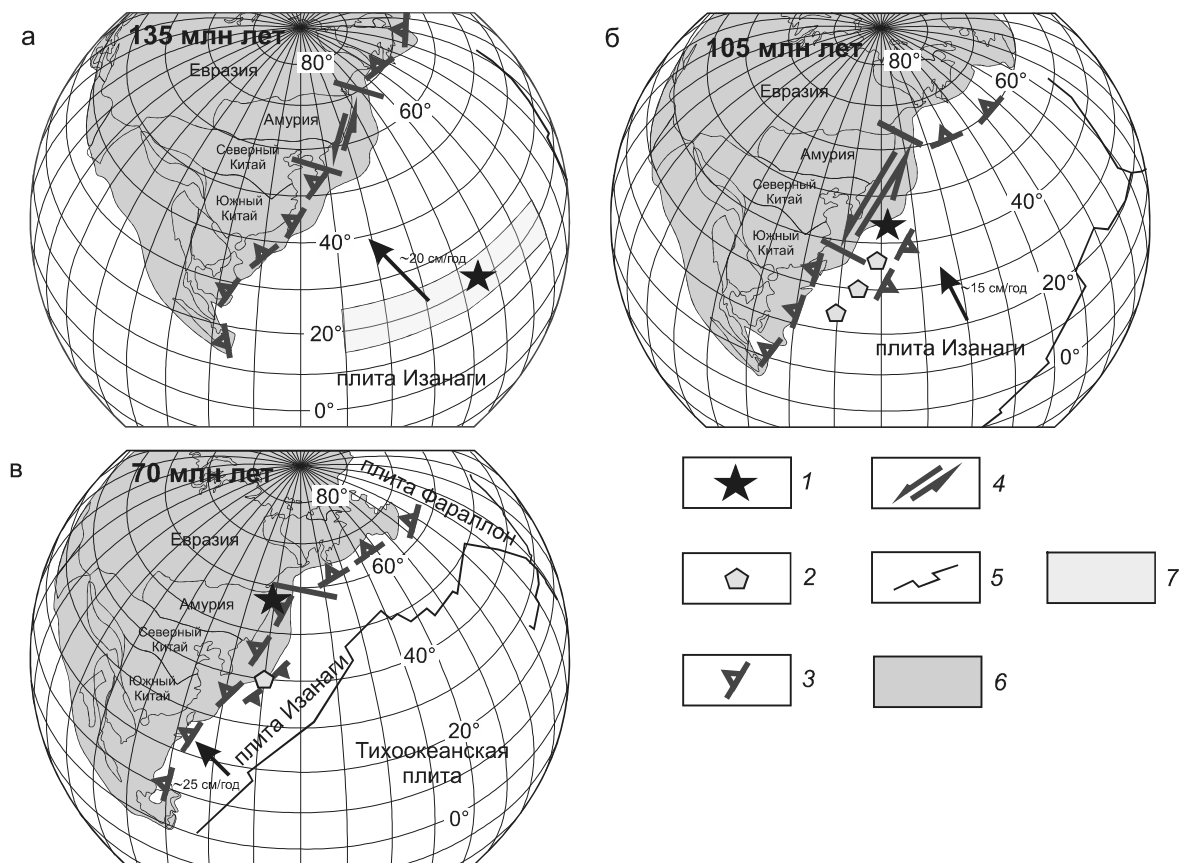


Рис. 11. Геодинамические реконструкции восточной окраины Азии на 135 (а), 105 (б) и 70 (в) млн лет. В качестве основы использованы кинематические реконструкции М. Сетона с соавторами [57].

1 – Киселевский блок, 2 – Западно-Сахалинский преддуговой прогиб [33], 3 – островная дуга, 4 – граница скольжения, 5 – срединно-океанический хребет, 6 – Евразия, 7 – полоса широт возможного формирования вулканогенно-осадочных пород Киселевского блока.

значительном протяжении доминировали левосторонние трансформные скольжения и формировались турбидиты окраинно-континентального синсдвигового бассейна (Журавлевско-Амурский террейн) [5, 7, 20, 29]. В пределах континентальной части окраины продолжается активность левосдвиговых перемещений вдоль разломов системы Тан-Лу и формирование вдоль этих разломов бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins) [6, 7]. Южнее широты 30° трансформные скольжения сменялись субдукцией с формированием аккреционного клина и известково-щелочных вулканических и plutонических поясов, присутствующих активным континентальным окраинам.

Киселевский блок к этому времени на плите Изагаги перемещался в северо-западном направлении до 40-х широт, достигнув окраины Евразии. Там он попал в зону действия трансформной окраины (рис. 11 б), вдоль которой в дальнейшем он двигался на север, точнее – на северо-северо-восток.

Согласно имеющимся для этого времени палеомагнитным данным для меловых пород Западно-Саха-

линского преддугового бассейна [33], его положение можно ограничить 20–40° с.ш. у восточной окраины Евразии, напротив блоков Южного Китая и Индокитая (рис. 11 б). По представлениям Л.П. Зоненшайна с соавторами [10], в начале позднего мела существовала еще одна зона субдукции – Восточно-Сахалинская дуга, которая располагалась восточнее Восточно-Китайской. Это согласуется, отчасти, с данными П.В. Маркевича с соавторами [14, 15], которые провели исследования в Северном Сихотэ-Алине в районе оз. Удыль (90 км на северо-восток от с. Киселевка) и установили там три меловых вещественно-структурных комплекса [15]: 1) кремнистый валанжин-готеривского возраста, сформировавшийся «на океанической плите в низких широтах»; 2) вулканогенно-осадочный баррем-альбского возраста, представляющий собой «вулканокластический шлейф впервые установленной на Сихотэ-Алине энсиматической (эпиокеанической) островной дуги и непосредственно прилегавшего к дуге фрагмента ее преддугового/тылового прогиба»; 3) граувакковый альб-сеноманского возраста

ста, формировавшийся в обстановке глубоководного желоба.

Совокупность 3-х перечисленных выше комплексов оз. Удыль и вулканогенно-осадочного киселевского комплекса, формировавшегося на океанической плите над горячей точкой, представляет собой фрагмент аккреционной призмы с чешуйчато-надвиговой структурой, образовавшийся в ходе субдукции океанической плиты под восточную окраину Евразии в конце раннего и начале позднего мела, а затем транслированный вдоль трансформной окраины на север.

Конец позднего мела (70 ± 5 млн л. н., рис. 11 в)

В движении плиты Изагаги к этому времени снова произошли существенные изменения. Направление движения с почти меридионального сменилось на северо-западное, а скорость движения резко увеличилась до 25 см/год [41]. Угол конвергенции океанической плиты с континентальной стал равен почти 90° . Восточная окраина Евразии приобрела близкие современным очертания; вдоль границы с Тихим океаном устанавливается единая Восточно-Азиатская активная континентальная окраина, протягивающаяся из Юго-Восточного Китая через Корейский полуостров и Сихотэ-Алинь на Чукотку и далее на Аляску и в Канадские Кордильеры [19, 53]. После аккреции к Северной Азии ряда террейнов, завершившейся формированием поздне меловых орогенных поясов, и полного поглощения в зоне субдукции плиты Изагаги под окраину континента, по данным [57] это могло произойти до 55 млн лет назад, начинает погружаться Тихоокеанская плита.

Киселевский блок к этому времени вдоль трансформной окраины восточной Евразии сместился практически до своего современного положения (Нижний Амур) и вошел в состав континентальной плиты. Согласно имеющимся для этого времени палеомагнитным данным для меловых пород Западно-Сахалинского преддугового бассейна [33], его широтное положение почти не изменилось – около 40° с.ш. По представлениям Л.П. Зоненшайна с соавторами [10], Восточно-Сахалинская дуга к этому времени сменила полярность с западной на восточную.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как было указано во введении, на сегодня существуют две основные точки зрения на историю становления Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса. Согласно одной из них [24], пространственное соотношение крупных блоков оставалось практически неизменным со времени их формирования, и только вдоль системы сдвигов Тан-Лу могли быть подвижки, не нарушившие первичное распределение

этих блоков. Согласно другой [3, 20], выполняющие в настоящее время пояс различные блоки (террейны) совмещены за счет крупномасштабных горизонтальных их перемещений, в том числе левосторонними перемещениями по системе окраинно-континентальных сдвигов. Полученные в настоящей работе данные хорошо согласуются со второй моделью, в рамках которой постулируются крупномасштабные горизонтальные перемещения.

В результате проведенных нами геолого-геофизических исследований была выделена характеристическая компонента естественной остаточной намагниченности пород осадочно-вулканогенного комплекса Киселевского блока Киселевско-Маноминского террейна. Она имеет позитивный отклик теста складки и возраст, близкий возрасту самих пород. Согласно направлению этой характеристической компоненты установлены палеоширота, на которой формировались породы ($18 \pm 5^\circ$ с.ш.), и координаты палеомагнитного полюса ($Plat = 18.6^\circ$, $Plong = 222.4^\circ$, $dp = 5.2$, $dm = 9.1^\circ$) Киселевского блока.

На основе петро- и геохимического изучения вулканогенных пород Киселевского блока предполагается, что эти породы формировались во внутриплитной океанической обстановке, так как петро- и геохимические характеристики изученных вулканических пород блока близки таковым вулканитов Гавайской горячей точки.

Вновь полученные и литературные данные позволили построить кинематические палеорекострукции, согласно которым Киселевский блок: 1) в интервале 135–105 млн лет назад перемещался на плите Изагаги в северо-западном направлении со скоростью 15–20 см/год, пройдя расстояние более 5 тыс. км до восточной окраины Евразии (район Корейского полуострова); 2) затем, в интервале 105–70 млн лет назад как фрагмент Киселевско-Маноминской аккреционной призмы перемещался вдоль трансформной окраины Евразии на север со скоростью 4–5 см/год до своего современного положения (Нижний Амур), где и вошел в состав континентальной плиты.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят за предоставленные пакеты программ для компонентного и статистического анализа первичных палеомагнитных данных Р. Енкина (PMGSC), палеогеографических реконструкций The EarthByte Group (Gplates 1.1.0) и Т. Торсвика (GMAP), а также Е.Ю. Диденко, В.С. Комарову и О.М. Меньшикову за помощь при выполнении микрозондовых анализов, подготовке рисунков и рукописи настоящей статьи. Особую благодарность и признательность авторы приносят С.В. Зяброву за описание разреза, рецензен-

там В.В. Голозубову и Д.В. Метелкину, предложения и замечания которых существенно способствовали улучшению качества представляемой статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты № 12-II-CO-08-026, №12-I-0-ON3-07, 13-III-B-08-067) и РФФИ (проект 12-05-91158-ГФЕНА).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов М.Л., Гурарий Г.З., Крежовских О.А., Фейн А.Г. Палеомагнитные исследования перми и мезозоя Южного Приморья // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 181–195.
2. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 83–96.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / А.И. Ханчук, В.В. Голозубов, Н.А. Горячев, С.М. Родионов // Геодинамические реконструкции и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 880–898.
4. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. I. Геологическое описание / Под ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1966. 736 с.
5. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (южный Сихотэ-Алинь). Фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
6. Голозубов В.В., Ли, Донг-У, Ханчук А.И. Динамика формирования раннемелового бассейна Кенсан (Юго-Восточная Корея) // Докл. РАН. 2000. Т. 373, № 6. С. 795–799.
7. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 2004. 326 с.
8. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 231 с.
9. Захаров Ю.Д., Сокарев А.Н. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии. М.: Наука, 1991. 135 с.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.; Т. 2. 334 с.
11. Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 74–82.
12. Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постаккреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 45–58.
13. Зябрев С.В., Анойкин В.И. Новые данные о возрасте отложений Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса по ископаемым радиоляриям // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 74–83.
14. Маркевич П.В., Зябрев С.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. Восточный фланг Киселевско-Маноминского террейна: фрагмент островной дуги в аккреционной призме (Северный Сихотэ-Алинь.) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 2. С. 70–98.
15. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
16. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
17. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. № 7. С. 883–899.
18. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
19. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Мунгер Дж. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1563–1574.
20. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
21. Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
22. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Малиновский А.И. Монероно-Самаргинская островодужная система Япономорского региона // Литосфера. 2010. № 3. С. 60–69.
23. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулcano-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 1. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 44–72.
24. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулcano-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 2. Вулcano-плутонические пояса: структурно-вещественные характеристики и закономерности формирования // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 58–79.
25. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулcano-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 35–58.
26. Филиппов А.Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маномы (Северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 25–38.
27. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Москва: РАН Геол. ин-т. 1993.
28. Ханчук А.И., Огнянов Н.В., Попова И.М., Филиппов А.Н.

- Новые данные о раннемеловых отложениях Нижнего Приамурья // Докл. РАН. 1994. Т. 338, № 5. С. 667–671.
29. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.
 30. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 1. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
 31. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
 32. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня) // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 6. С. 791–795.
 33. Abrajevitch A., Zhabrev S., Didenko A.N., Kodama K. Palaeomagnetism of the West Sakhalin Basin: evidence for northward displacement during the Cretaceous // Geophys. Journ. Intert. 2012. V. 190. P. 1439–1454.
 34. Bretshtein Yu.S. Paleomagnetic directions and pole positions: Data for the USSR – Issue 3. Soviet Geophysical Committee: World Data Center-B (Moscow). Catalogue. 1975.
 35. Bretshtein Yu.S., Klimova A.V., Kovalenko S.V. Magnetic properties of basic and ultrabasic rocks from the central and southern Sikhote-Alin terranes // Geol. Pac. Ocean. 1997. V. 13. P. 761–780.
 36. Bretshtein Yu.S., Zakharov Yu.D., Klimova A.V. Paleomagnetic study of Triassic deposits in Southern Primorye (preliminary results) // Geol. Pac. Ocean. 2003. V. 22. P. 71–82.
 37. Condie K.S. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
 38. Cox K.J., Bell J.D., Pankhurst R.J. The interpretation of igneous Rocks. George Allen and Union. London, 1979.
 39. Dunlop D.J., Ozdemir O. Rock magnetism: Fundamentals and frontiers. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997. 573 p.
 40. Dunlop D. Theory and application of the day plot (mrs/ms versus hcr/hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // J. Geophys. Res. 2002. 107, doi:10.1029/2001JB000487.
 41. Engebretson D., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 1985. 206. P. 1–59.
 42. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geosci. Centre, Geol. Surv. Can. 1994. 16 p.
 43. 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.
 44. Flinn D. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid // Geol. Mag. 1965. V. 102, N. 1. P. 36–45.
 45. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subcalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines. Misc. 1976. Pap. 66.
 46. Khanchuk A.I. Tectonics of Russian Southeast // Chishitsu News. 1994. N 480. P. 19–22.
 47. Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions-Example of the Japanese Islands // Tectonophysics. 1986. V. 127, №4. P. 305–329.
 48. Maruyama S., Isozaki Y., Kimjura 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.
 49. McElhinny M.W., Lock J. IAGA global paleomagnetic database // Geophys. J. Int. 1990. V. 101. P. 763–766.
 50. Miyashiro A. Volcanic rock series in islands arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274, N 4. P. 321–355.
 51. Otofujii Y., Matsuda T., Itaya T., Shibata T., Matsumoto M., Yamanoto T., Morimoto C., Kulinich R.G., Zimin P.S., Matunin A.P., Sakhno V.G., Kimara K. Late Cretaceous to early Paleogene paleomagnetic results from Sikhote Alin, Far Eastern Russia: implications for deformation of East Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 130. P. 95–108.
 52. Otofujii Y.-I., Matsuda T., Enami R., Uno K., Nishihama K., Halim N., Su L., Zaman H., Kulinich R.G., Zimin P.S., Matunin A.P., Sakhno V.G. Late Cretaceous palaeomagnetic results from Sikhote Alin, Far Eastern Russia: Tectonic implications for the eastern margin of the Mongolia Block // Geophys. Journ. Int. 2003. 152 (1). P. 202–214.
 53. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma mesozoides in the context of plate tectonics // Tectonophysics. 1991. V. 199. N 2–4. C. 319–342.
 54. 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.
 55. Pisarevsky S.A. New Edition of the Global Paleomagnetic Database // EOS Trans. AGU. 2005. V. 86. P. 170.
 56. Sakai T., Ishida K., Kozai T., Ohta T., Ishida N., Kirillova G.L., Kalinin Ju. Examination of the Late Jurassic–Early Cretaceous subduction complexes along the Amur River: a new perspective on the accretionary terrane in Far East // Cretaceous continental margin of East Asia: Stratigraphy, sedimentation, and tectonics.: The IV-th Intern. symp. of IGCP 434, Khabarovsk, 3–12 September, 2002. Khabarovsk, p. 51.
 57. Seton M., Müller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // Earth-Sci. Rev. 2012. V. 113. P. 212–270.
 58. Steinberger B., Gaina C. Plate-tectonic reconstructions predict part of the Hawaiian hotspot track to be preserved in the Bering Sea // Geology. 2007. V. 35, N. 5. P. 7–10.
 59. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Magmatism in the oceanic basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313–345.
 60. Thompson R. N. British Tertiary volcanic province // Scott. J. Geol. 1982. V. 18. P. 49–107.
 61. Torsvik T.H., Smethurst M.A. Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP // Computers and Geosciences. 1999. V. 25. P. 395–402.
 62. Torsvik T.H., Muller R.D., Van der Voo R., Steinberger B., Gaina C. Global plate motion frames: toward a unified model // Rev. Geophys. 2008. V. 46. N 3. P. RG3004.
 63. Uno K., Otofujii Y.-I., Matsuda T., Kuniko Y., Enami R., Kulinich R.G., Zimin P.S., Matunin A.P., Sakhno V.G. Late Cretaceous paleomagnetic results from Northeast Asian

- continental margin: The Sikhote Alin mountain range, eastern Russia // *Geophys. Res. Lett.* 1999. V. 26, N 5. P. 553–556.
64. Watson G.S., Enkin R.J. The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. P. 2135–2137.
65. 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.
66. Zijdeveld J.D.A. A demagnetization of rocks: analysis of results // *Methods in paleomagnetism* / Ed. D.W. Collinson, K.M. Creer, S.K. Runcorn. Amsterdam: a.o. Elsevier Publ. Co. 1967. P. 254–286.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

A.N. Didenko, A.I. Khanchuk, A.I. Tikhomirova, I.P. Voinova

**The eastern segment of the Kiselevka-Manoma terrane (northern Sikhote-Alin):
paleomagnetism and geodynamic implications**

The following conclusions have been made based on the results of the comprehensive geologic-geophysical research on lower Cretaceous volcanosedimentary rocks of the Kiselevka block of the Kiselevka-Manoma tectonostratigraphic terrane: 1) the composition of volcanogenic rocks and the lithology of sediments of the Kiselevka block are indicative of their formation in the within-plate oceanic setting; petrological and geochemical characteristics of the studied volcanic rocks are similar to those of volcanic rocks of the Hawaiian hot spot; 2) the characteristic component of the natural remanent magnetisation of the volcanosedimentary rock complex of the Kiselevka block was isolated, which yielded a positive fold test and is similarly aged as the rocks. According to the direction of the characteristic component the paleolatitude at which rocks formed ($18 \pm 5^\circ$ N) was determined as well as coordinates of the Kiselevka block paleomagnetic pole (Plat = 18.6° , Plong = 222.4° , dp = 5.2, dm = 9.1°); 3) newly obtained and published data allowed kinematic reconstructions to be made under which the Kiselevka block: 1 – in the Valanginian-Albian was northwesterly moving on the Izanagi plate at 15-20 cm/year having covered a distance over 5,000 km to the Eurasia margin (the Korean peninsula); 2 – in the Albian-Campanian was northerly moving as a fragment of the Kiselevka-Manoma accretionary prism along the Eurasia transform margin at 4-5 cm/year to its present-day position where it had become part of the continental plate

Key words: paleomagnetism, geochemistry, geodynamics, Kiselevka-Manoma terrane, Sikhote-Alin.