

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ТЕКТониКИ И ГЕОФИЗИКИ
ИМ. Ю.А. КОСЫГИНА
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

ТИХОМИРОВА АННА ИГОРЕВНА

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА
КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО И АМУРСКОГО
МЕЗОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ**

25.00.10 – геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
Диденко А.Н.
доктор геол.-минерал. наук

Хабаровск, 2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ, СУЩЕСТВУЮЩИЕ ТЕКТНИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ, ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РЕГИОНА	11
1.1. Общее тектоническое районирование региона	11
1.2. Геологическое описание района исследований	11
1.2.1. Киселевская свита Киселевско-Маноминского комплекса	11
1.2.2. Утицкая свита Амурского комплекса	21
1.3. Существующие тектонические модели	27
1.4. Палеомагнитная изученность региона	29
1.5. Постановка задач и выбор объектов исследования	32
ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ, ИСПОЛЬЗОВАННАЯ АППАРАТУРА	34
2.1. Методика полевых исследований	35
2.2. Методика и аппаратура петро- и палеомагнитных лабораторных исследований	38
2.2.1. Естественная остаточная намагниченность (NRM)	38
2.2.2. Начальная магнитная восприимчивость (k) и ее анизотропия (A_k)	40
2.2.3. Зависимости намагниченности насыщения от температуры (M_s-T), температуры Кюри (T_c)	42
2.2.4. Гистерезисные характеристики (H_c , H_{cr} , J_s , J_{rs})	43
2.2.5. Микроскопическое изучение элементного состава и структуры магнитных минералов	44
2.2.6. Магнитная чистка	45
2.3. Используемое программное обеспечение	46
ГЛАВА 3. ПЕТРОМАГНИТНАЯ И ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД КИСЕЛЕВСКОЙ СВИТЫ КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО КОМПЛЕКСА	47

3.1. Петромагнитная характеристика вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты	48
3.1.1. Характеристика носителей намагниченности пород	48
3.1.2. Естественная остаточная намагниченность и начальная магнитная восприимчивость пород	55
3.2. Палеомагнитная характеристика вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты	58
3.3. Анализ результатов и общие выводы по материалам главы 3	67
3.4. Первое защищаемое положение	69
ГЛАВА 4. ПЕТРОМАГНИТНАЯ И ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД УТИЦКОЙ СВИТЫ АМУРСКОГО КОМПЛЕКСА	70
4.1. Петромагнитная характеристика пород утицкой свиты	70
4.1.1. Характеристика носителей намагниченности пород	70
4.1.2. Естественная остаточная намагниченность и начальная магнитная восприимчивость пород	72
4.1.3. Анизотропия начальной магнитной восприимчивости и направления главных осей ее эллипсоида	74
4.2. Палеомагнитная характеристика пород утицкой свиты	81
4.3. Анализ результатов и общие выводы по материалам главы 4	86
4.4. Второе защищаемое положение	90
ГЛАВА 5. АНАЛИЗ ДАННЫХ И МЕЛОВАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕГИОНА	91
5.1. Анализ вновь полученных палеомагнитных направлений	91
5.1.1. Первая, геологическая, группа признаков	91
5.1.2. Вторая, геофизическая, группа признаков	95
5.1.3. Третья, физическая (петромагнитная) группа признаков	96
5.2. Сопоставление новых определений с уже имеющимися палеомагнитными данными по мелу Сихотэ-Алиня и стабильной Евразии	98

5.2.1. Анализ положения палеомагнитных полюсов	98
5.2.2. Анализ амплитуды и направления горизонтальных движений некоторых структур Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогена относительно стабильной Евразии	101
5.3. Генезис изученных пород киселевской и утицкой свит по геологическим данным	103
5.3.1. Киселевская свита Киселевско-Маноминского комплекса	103
5.3.2. Утицкая свита Амурского комплекса	110
5.4. Геодинамические модели меловой истории региона	110
5.4.1. Начало раннего мела (135 ± 5 млн. лет)	112
5.4.2. Конец раннего мела (105 ± 5 млн. лет)	114
5.4.3. Начало позднего мела (95 ± 5 млн. лет)	117
5.4.4. Конец позднего мела (70 ± 5 млн. лет)	119
5.5. Третье защищаемое положение	121
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	122
ЛИТЕРАТУРА	124
Приложение А. Мезозойские палеомагнитные данные для Приморья и Сахалина в соответствии с Мировой базой палеомагнитных данных [Pisarevsky, 2005]	137
Приложение Б. Геохимический анализ базальтов киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса	139
Приложение В. Направление высокотемпературной компоненты NRM для вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты	141
Приложение Г. Петромагнитные параметры и анизотропия начальной магнитной восприимчивости пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса	143
Приложение Д. Петромагнитные параметры и анизотропия начальной магнитной восприимчивости пород утицкой свиты Амурского комплекса	149

Введение

Восстановление истории формирования Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса является важной задачей в геологии Дальневосточного региона [Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 2003; Геодинамика..., 2006]. Многие вопросы, связанные с этапностью, кинематикой аккреционного процесса и другими аспектами тектонической истории пояса являются дискуссионными [Натальин, 1991; Уткин, 1996, 1997, 1999; Парфенов и др., 2003; Геодинамика..., 2006; Голозубов, 2006]. Палеомагнитный метод – единственный, позволяющий на количественной основе оценить масштабы горизонтальных перемещений, включая вращение блоков земной коры, реконструировать кинематику дрейфа и взаимное положение блоков на геосфере [Палеомагнитология, 1982; Butler, 1992; Печерский, Диденко, 1995]. Подобные оценки являются основой магнитотектонических моделей [Метелкин, Казанский, 2014].

Актуальность исследования

Как показали исследования последних лет, на сегодняшний день существуют две основные точки зрения на историю становления Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса. Согласно представлениям В.П. Уткина [1997] эволюция региона является следствием: 1) «рифтогенеза континентальной коры, её чешуйчато-надвиговых дислокаций и значительных литеральных перемещений вдоль Восточно-Азиатской системы сдвигов» [Уткин, 1999; стр. 35]; 2) 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, что «не позволяет рассматривать эти структуры как террейны, сформированные друг от друга независимо» [Уткин, 1999; стр. 35]; кремни Киселевско-Маноминского комплекса формировались в пределах Амурского рифта, сильно углубляющегося в

континент [Уткин, 1996; стр. 69].

Как следует из альтернативных представлений [Натальин, 1991; Парфенов и др., 2003; Геодинамика..., 2006; Голозубов, 2006; и др.], сформированных на основе структурных, литолого-фациальных, биостратиграфических и геохимических исследований, большая часть пород пояса формировалась в условиях активной окраины Евразийского палеоконтинента в четырех палеозонах: 1) баррем-поздне меловом краевом вулcano-плутоническом поясе, наложенном на край Буреинского массива и восточную окраину Монголо-Охотского пояса; 2) Хабаровском меланжево-олистостромовом комплексе ранне- и средне мелового возраста; 3) Амурском комплексе тектонических чешуй нижне меловых турбидитов; 4) Киселевско-Маноминском комплексе тектонических чешуй юрских и нижне меловых кремней, вулканитов и олистостром.

Наличие двух альтернативных представлений на историю становления Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса, говорит об очевидности оценки истинных масштабов горизонтальных перемещений блоков (террейнов) орогена, т.е. привлечение палеомагнитного метода, позволяющего на количественном уровне оценить параметры вращения блоков на сфере и, соответственно, истинные расстояния горизонтальных перемещений.

Цель и задачи исследования.

Цель исследований – Цель исследований – построить магнитотектоническую модель Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса на основе изучения меловых вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса и утицкой свиты Амурского комплекса.

Для достижения поставленной цели, на основании полученных палеомагнитных и петромагнитных данных пород киселевской и утицкой свит, необходимо решить следующие задачи: установить направление

компонент естественной остаточной намагниченности (NRM), время их формирования, рассчитать палеошироты и соответствующие палеомагнитные полюсы. Для решения основной задачи необходимо было определить носители магматизма пород киселевской и утицкой свит, стабильные компоненты NRM изучаемых пород, а также оценить достоверность полученных палеомагнитных данных.

Фактический материал и личный вклад автора

Каменный материал, лабораторное исследование которого положено в основу диссертационной работы, включает 4-е коллекции (427 ориентированных образцов). Результаты изучения 2-х из них: киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса и утицкой свиты Амурского комплекса дали интерпретируемый результат и представляют фактическую часть работы. Изученные коллекции юрско-меловых пород Буреинского бассейна и триасовых пород Вознесенского комплекса не дали интерпретируемого результата, установленная в них намагниченность имеет послескладчатый возраст и не пригодна для использования в магнитотектонической модели. В дальнейшем анализе данные по этим коллекциям мы не использовали.

Лабораторные палеомагнитные и петромагнитные исследования выполнены в лаборатории тектоники ИТиГ ДВО РАН (г. Хабаровск). Микрозондовые исследования – в лаборатории физико-химических методов исследования ИТиГ ДВО РАН при участии В.С. Комаровой.

Защищаемые положения

1. В результате петро- и палеомагнитных исследований нижнемеловых осадочных и вулканогенных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса выделена характеристическая компонента NRM, определены соответствующие ей палеомагнитный полюс ($Plat=18.6^\circ$,

$Plong=222.4^\circ$, $dp=5.2$, $dm=9.1^\circ$) и палеоширота ($18\pm 5^\circ$ с.ш.). Их сопоставление с палеомагнитными данными по стабильной Евразии (Torsvik et al., 2008) и Сибири [Метелкин и др., 2008] для этого времени свидетельствует о крупноамплитудных горизонтальных перемещениях пород свиты в составе Киселевского блока с раннего по поздний мел.

2. В результате петро- и палеомагнитных исследований верхнемеловых вулканогенных пород утицкой свиты Амурского комплекса выделена характеристическая компонента NRM, определены соответствующие ей палеомагнитный полюс ($Plat=81.6^\circ$, $Plong=208.2^\circ$, $dp=10.8$, $dm=12.5^\circ$) и палеоширота ($53.7\pm 10.8^\circ$ с.ш.). Их сопоставление с палеомагнитными данными по стабильной Евразии (Torsvik et al., 2008) и Сибири [Метелкин и др., 2008] для этого времени свидетельствует об автохтонном положении Амурского комплекса с позднего мела.

3. На основе вновь полученных и литературных данных разработана магнитотектоническая реконструкция становления Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса для мелового времени (135–70 млн. лет), согласно которым Киселевский блок: 1) в интервале 135–105 млн. лет перемещался в составе плиты Изанаги в северо-западном направлении со скоростью 15–20 см/год, пройдя расстояние более 5 тысяч километров от района современной Гавайской горячей точки до восточной окраины Евразии (район Корейского п-ова); 2) в интервале 105–70 млн. лет блок в составе фрагмента аккреционного комплекса перемещался вдоль трансформной окраины Евразии на север со скоростью 4–5 см/год до своего современного положения в составе Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса.

Научная новизна

Впервые представлены результаты петро- и палеомагнитных исследований меловых вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса и утицкой свиты Амурского комплекса. Выделены характеристические компоненты естественной остаточной

намагниченности пород киселевской и утицкой свит. Установлены характеристические компоненты NRM пород этих свит. Рассчитаны палеошироты, на которых формировались свиты и соответствующие палеомагнитные полюсы. Построены реконструкции палеоположения киселевского блока с момента формирования до современного положения в составе континентальной плиты.

Апробация работы

Результаты по теме диссертационной работы представлены на 11-ти российских и международных научных конференциях, совещаниях и семинарах, в частности: на международной конференции «Problems of Geocosmos» (2012, Санкт-Петербург), 2-х всероссийских конференциях «Косыгинские чтения» (2011, 2013, Хабаровск), Сахалинской молодежной научной школе «Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз» (2010, Южно-Сахалинск), Краевом конкурсе молодых учёных и аспирантов в секции "Науки о жизни и Земле" (2011, Хабаровск), 2-х научных совещаниях «Геодинамическая эволюция литосферы ЦАПП (от океана к континенту)» (2010, 2013, Иркутск), конференции молодых ученых «Океанологические исследования» (2013, Владивосток).

По теме диссертации опубликовано в соавторстве 14 печатных работ, из них 3 статьи в реферируемых научных журналах списка ВАК.

Благодарности

Выражаю глубокую признательность и искреннюю благодарность моему научному руководителю – доктору геолого-минералогических наук Диденко Алексею Николаевичу, за терпение, мудрость, понимание и всестороннюю помощь в работе над диссертацией.

Крайне признательна коллегам, оказавшим неоценимую помощь, консультации и конструктивную критику – И.П. Войновой, В.А. Гурьянову, В.Ю. Забродину, А.С. Каретникову, Г.Л. Кирилловой и

А.С. Развозжаевой, а также академику РАН А.И. Ханчуку за внимание и поддержку нашей работы.

Искренне признательна С.В. Зяброву и А.В. Кудымову за ознакомление с разрезами киселевской и утицкой свит, всем консультантам за предложения и замечания, которые существенно способствовали улучшению качества представляемой диссертации.

Автор благодарна Е.Ю. Диденко, В.С. Комаровой, Т.Л. Корякиной, А.В. Косынкину, О.М. Меньшиковой и А.Ю. Пескову за помощь при подготовке диссертационной работы, выполнении полевых экспедиционных работ, лабораторных исследований.

Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ, СУЩЕСТВУЮЩИЕ ТЕКТНИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СТАНОВЛЕНИЯ РЕГИОНА, ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РЕГИОНА.

1.1. Общее тектоническое районирование региона

Значительную часть восточной окраины Евразийского континента образуют покровно-складчатые структуры Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса (рис. 1) [Парфенов, 1984; Геодинамика..., 2006]. Пояс разделен рифтовой впадиной Татарского пролива миоценового возраста [Зоненшайн и др., 1990; Maruyama et al., 1997] на Сихотэ-Алиньскую и Хоккайдо-Сахалинскую системы, ранее составлявшие единое целое. Структуры Хоккайдо-Сахалинской системы занимают территорию островов Хоккайдо (Япония), Сахалин (Россия) и ограничены с востока современной Курило-Камчатской островной дугой, маркирующей границу Тихоокеанской и Охотоморской литосферных плит. Сихотэ-Алиньская складчато-покровная система расположена на территории России от берегов Японского моря на юге до Охотского моря на севере. Западным ограничением является раннепалеозойский Бурей-Ханкайский орогенный пояс. На севере структуры Сихотэ-Алиньской системы торцово сочленяются со структурами Монголо-Охотского складчато-покровного пояса, на юге – они ограничены впадиной Японского моря.

1.2. Геологическое описание района исследований

1.2.1. Киселевская свита Киселевско-Маноминского комплекса

Киселевско-Маноминский [Натальин, 1991] или Нижнеамурский [Ханчук и др., 1994; Khanchuk, 1994] комплекс определяется многими исследователями [Маркевич и др., 1997; Маркевич и др., 2000; Филиппов, 2001] (рис. 1.1) как фрагмент среднемеловой аккреционной

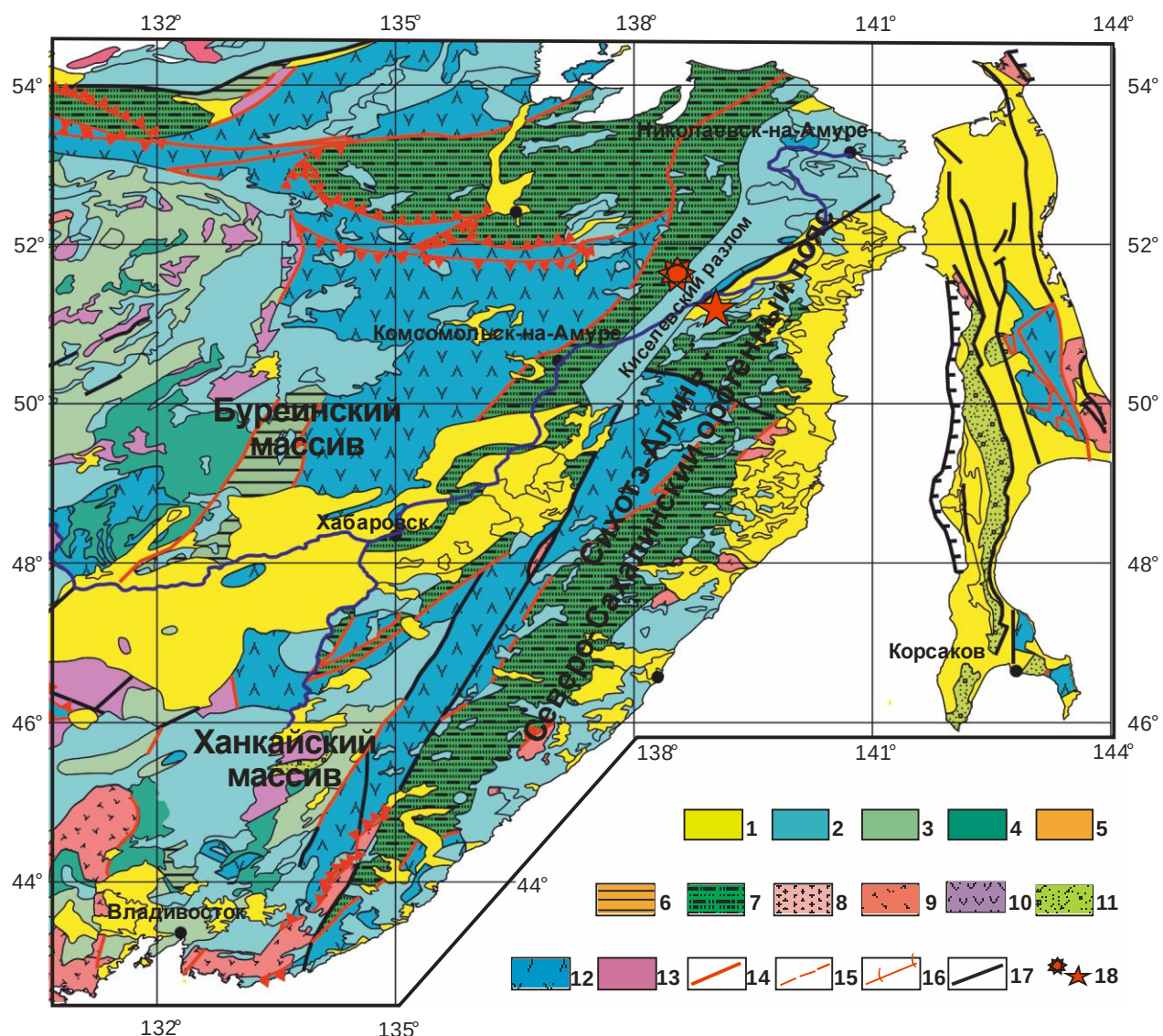


Рис. 1.1. Геологическая схема Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и прилегающих территорий по [Naumova V.V. et al., 2006] с изменениями.

Условные обозначения: 1-5 – перекрывающие породы: 1 – кайнозой, 2 – мезозой, 3 – девон-пермь, 4 – венд-силур, 5 – рифей; 6-13 – террейны: 6 – пассивная континентальная окраина, 7 – турбидиты континентальной окраины, 8 – дуга континентальной окраины, 9 – островная дуга, 10 – океаническая кора, 11 – аккреционная призма А, в основном турбидиты, океанические породы в меньшем количестве или отсутствуют, 12 – аккреционная призма В, в основном океанические породы, турбидитов меньше, 13 – метаморфические;

14-16 – пост-аккреционные разломы: 14 – направление смещения неизвестно, 15 – сдвиг, 16 – надвиг; 17 – другие разломы, 18 – район исследования: утицкая свита (9-ти угольная звезда); киселевская свита (5-ти угольная звезда).

призмы, расположенной на лево- и правобережье нижнего течения р. Амур и протягивающейся узкой полосой северо-восточного простирания шириной 5-20 км в виде трех изолированных выходов: 1) Вяземский – правобережье приустьевой части р. Уссури; 2) Маноминский – правобережье р. Амур, бассейны нижнего течения рр. Манома и Анюй; 3) Киселевский – левобережье р. Амур, с. Киселевка – оз. Удыль. Киселевско-Маноминский комплекс является аккреционным клином раннемеловой Монероно-Самаргинской островодужной системы [Симаненко и др., 2010]. Согласно Ханчуку с соавторами [Ханчук и др., 2004] породы комплекса обнажены в ядре гигантской складки с крутопадающими шарнирами в структуре Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса. Наиболее полно породы комплекса изучены в киселевской свите, геологическое и геохимическое описание пород которой дано нами согласно [Войнова и др., 1994; Геодинамика..., 2006; Зябрев, 1994; Зябрев, Анойкин, 2013; Ханчук и др., 1994].

«Свита впервые выделена А.И. Поповым в 1954 г. при изучении коренных обнажений левого берега р. Амур у с. Киселёвка» [Кайдалов и др., 2007, стр. 54]. При проведении съемок в 80-е годы прошлого столетия и начале 2000-х годов здесь были выделены две свиты (рис. 1.2, 1.3): нижняя, собственно киселевская, и верхняя, адаминская [Кайдалов и др., 2007]. Впоследствии породы, обнажающиеся в районе с. Киселевка, одним из авторов Объяснительной записки [Кайдалов и др., 2007] – В.И. Анойкиным – снова были объединены в единую киселевскую свиту [Кириллова, Анойкин, 2011].

Нами киселевская свита изучалась в береговом разрезе левобережья р. Амур у села Киселевка (рис. 1.2). Здесь на слоях сургучно-красных кремнистых пород, как указано в [Кайдалов и др., 1990], со следами размыва подстилающей поверхности залегают алевролиты, аргиллиты, кремнистые и кремнисто-глинистые породы, базальты палеотипного облика и их туфы (рис. 1.3). Общая мощность киселевской свиты составляет не менее 800 м.

При этом большую часть ее объёма составляют алевролиты и аргиллиты, меньшую – кремнистые и кремнисто-глинистые породы, базальты палеотипного облика.

Алевролиты – черные, зелено-серые, вишневые тонкослоистые породы с тонкозернистой алевропелитовой структурой. Состав обломочной фракции преимущественно кварцево- полевошпатовый, обычны включения более крупных (до 0.3 мм) остроугольных, часто изогнутых зерен кварца и полевых шпатов (плагиоклазов), вероятно, туфогенного происхождения.

Кремнистые и кремнисто-глинистые породы тёмно-вишневой, кирпично-красной и зеленовато-серой окраски содержат значительную примесь туфогенного материала в виде включений в кварцево-слюдистом матриксе осколков кварца, полевых шпатов, стекла и мелких туфовых линз.

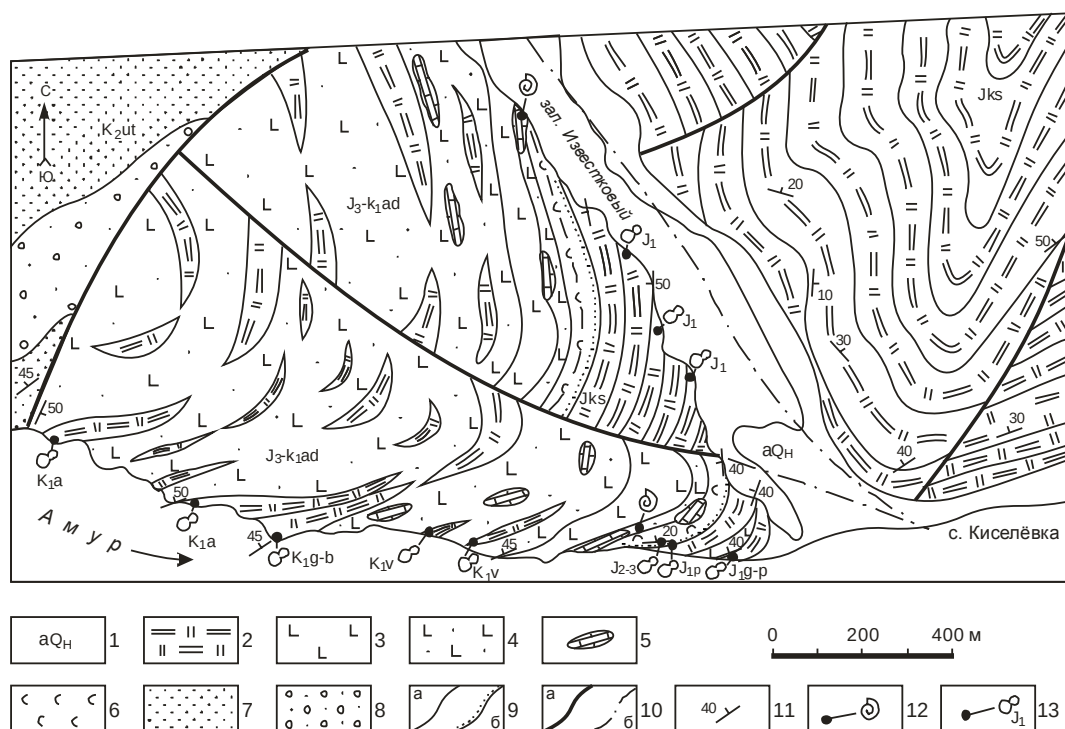


Рис. 1.2. Геологическая схема юрско-нижнемеловых отложений в районе села Киселевка по [Кайдалов и др., 2007] с упрощением и дополнением.

1 – голоценовые аллювиальные отложения; 2 – кремнистые отложения; 3 – базальты; 4 – туфы базальтов; 5 – глыбы известняков; 6 – кремнистые туфоалевролиты; 7 – песчаники; 8 – туфопесчаники; 9 – геологические границы, нормальные (а) и с разрывом (б); 10 – разрывные нарушения (а) и скрытые под вышележащими

отложениями (б); 11 – элементы залегания слоистости с указанием угла падения; 12 – остатки макрофауны; 13 – находки микрофауны (радиолярии) с указанием возраста.

Вулканиды киселевской свиты представляют собой продукты подводных излияний. Это массивные и миндалекаменные, часто подушечные базальты, нередко гиалокластиты и лавобрекчии. Они довольно разнообразны по составу, в киселевском разрезе снизу вверх в них наблюдаются закономерные изменения, выражающиеся, прежде всего, в смене высокоосновных разностей более кислыми [Войнова и др., 1994].

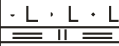
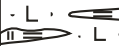
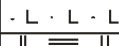
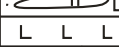
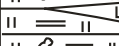
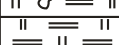
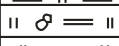
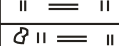
Свита	Колонка	Мощность	Характеристика слоёв
Киселевская свита (J ks)		> 40	Туфы базальтов, переслаивающиеся с кремнисто-глинистыми породами
		100	Туфы базальтов глыбовых, с включениями крупных глыб кремнистых пород, базальтов
		40	Кремнистые породы сургучно-красные брекчированные
		100	Туфы базальтов, переполненные обломками и глыбами кремнистых пород, реже известняков
		30	Базальты, внизу - туфы базальтов мелкообломочные витрокластические с включениями глыб, олистолитов известняков. Фауна: кораллы <i>Anabacia sp.</i> , <i>Montlivaltia sp.</i> , двусторонки <i>Juraphyllites amurensis</i> (Kipar.), <i>Cardinia amurensis</i> (Kipar.), <i>Chlamys (Ch.) textoria</i> (Schloth.) и др.
		40	
		50	Кремнистые туфоалевролиты, внизу - кремнекластические брекчи, гравелиты, песчаники
		70	Кремнистые породы сургучно-красные брекчированные с пропластками туфов основного состава
		> 200	Кремнистые породы, сургучно-красные и зеленовато-серые тонкополосчатые
			
			
			

Рис. 1.3. Стратиграфическая колонка киселевской свиты масштаба 1:10000с использованием материалов [Кайдалов и др., 2007]. Условные обозначения см. рис. 1.2.

В районе с. Киселевка породы представлены плитчатыми кремнями, чередующимися со щелочными вулканидами и известняками. Структура изученного вулканогенно-кремнистого комплекса представляет собой пакет из 4-х тектонических пластин (рис. 1.4), сложенных ленточными и массивными кремнями (рис. 1.5 а, б), чередующимися с телами базальтовых потоков различной мощности и лав (рис. 1.6 а, б). 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. 1.4). Залегание слоев в пластинах варьируется преимущественно от западного до северного направления с углами падения от 20 до 80 градусов. В зонах срывов, к которым приурочены и складчатые деформации, встречаются запрокинутые залегания.

Среди кремней наиболее распространены ленточные разновидности, в меньшей степени – слоистые и массивные. Ленточные кремни представляют собой чередующиеся прослои кремней и алевропелитов, мощность которых от 0.5 до 10 см. Кремни разреза киселевской свиты характеризуются повышенным содержанием пелитовой компоненты и значительным количеством скелетов радиолярий, иногда до 50%, 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 зелено-вишневого цвета, присутствуют гиалокластиты, лавобрекчии и шлаковые разновидности. 3-ю пластину формируют в основном массивные мелкокристаллические порфировые черно-зеленого цвета базальты; отдельные прослои различаются только благодаря присутствию миндалекаменных и гиалокластитовых разностей. В 4-й пластине базальты не обнаружены [Зябрев, 1994].

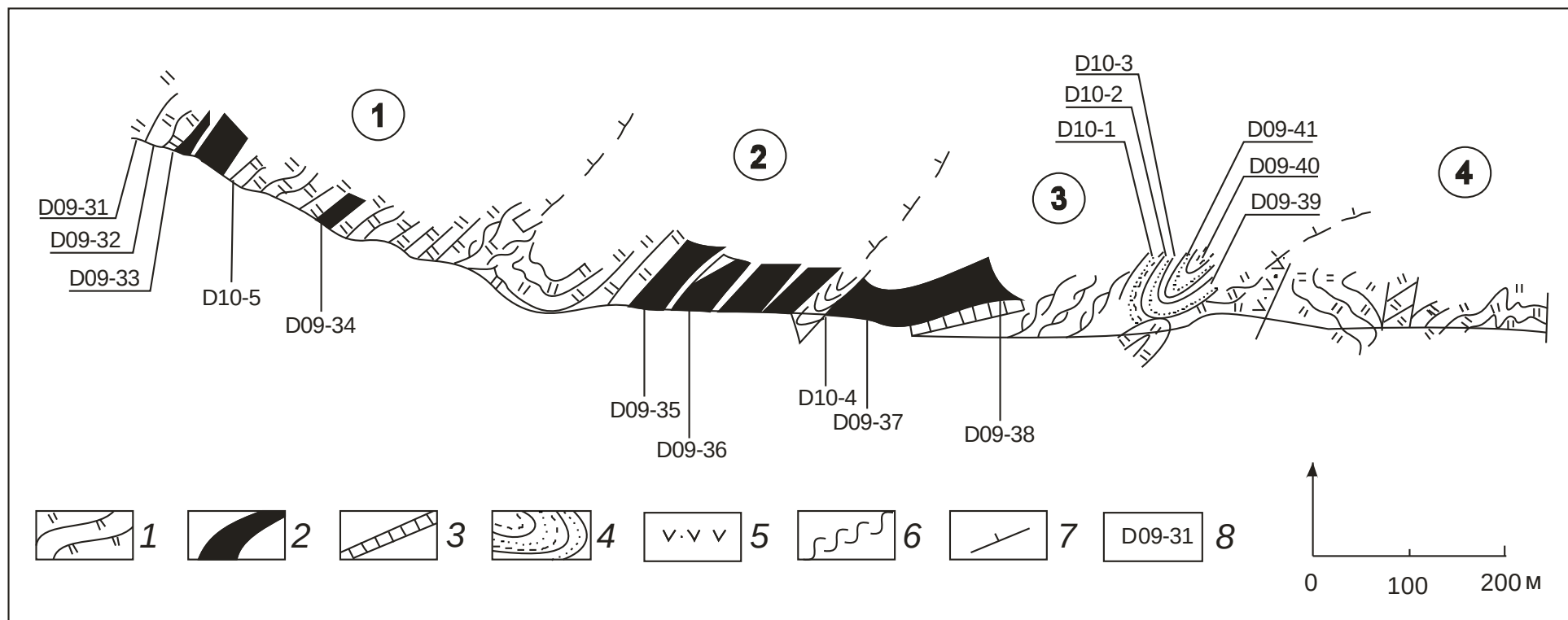


Рис. 1.4. Разрез Киселевско-Маноминского комплекса в р-не с. Киселевка по [Зябров С.В., 1994] с изменениями и указанием мест отбора палеомагнитных образцов: 1 – кремни, 2 – базальты, 3 – известняки, 4 – кремнеобломочные турбидиты, 5 – туфы, 6 – зоны разлинзования и расланцевания пород, 7 – тектонические границы пластин, 8 – номера проб. Цифрами в кругах обозначены номера пластин.

а)



б)



Рис. 1.5. Фотографии изученных обнажений: а – красные алевролиты; б – складка красных кремней (яшмы). Фото А.Н. Диденко

а)



б)



Рис. 1.6. Фотографии изученных обнажений: а, б – базальты. Фото А.Н. Диденко

Ранее [Геология СССР..., 1966], вся эта ассоциация относилась к поздне триасово-юрской киселевской свите. Более поздними работами [Зябрев, 1994; Зябрев, Анойкин, 2013; Ханчук и др., 1994] 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 разреза киселевской свиты 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 (рис. 1.7), охарактеризованы валанжин-готеривским комплексом радиолярий [Sakai et al., 2002].



Рис. 1.7. Фотография хаотических образований, содержащих крупные глыбы базальтов и известняков. Фото А.Н. Диденко

1.2.2. Утицкая свита Амурского комплекса

Основную территорию Сихотэ-Алиня занимает фрагмент окраинного синсдвигового турбидитового бассейна – Амурский комплекс (рис. 1.1) [Геодинамика..., 2006]. Он протягивается в северо-восточном направлении на 800 км и в ширину до 80 км. На юго-востоке комплекс разделен с Самаркинским террейном Центрально-Сихотэ-Алиньским левосторонним сдвигом. Амурский комплекс слагают в основном раннемеловые аркозовые песчаники и алевролиты, мощностью около 15000 метров [Голозубов, Ханчук, 1995]. Более древние кремнисто-глинистые породы встречаются в осевой части комплекса. Наиболее полно комплекс изучен нами на левобережье р. Амур между заливами Ситога и Медвежий, где представлен значительный объем утицкой свиты, описание которой ниже дается по собственным полевым наблюдениям и материалам Объяснительной записки к Геологической карте масштаба 1:200000, лист М-54-I [Кайдалов и др., 2007].

Полевое изучение и отбор образцов свиты для дальнейших лабораторных исследований проводился в пределах наиболее доступного и хорошо обнаженного участка – левобережье р. Амур между заливами Ситога и Медвежий (рис. 1.8). На этом участке берега р. Амур в береговых коренных обнажениях представлен значительный объем утицкой свиты (рис. 1.9), описание которой ниже дается по собственным полевым наблюдениям и материалам Объяснительной записки к Геологической карте масштаба 1:200000, лист М-54-I [Кайдалов и др., 2007].

Породы свиты общей мощностью около 800 м согласно залегают на алевролитах силасинской свиты (рис. 1.9). Основной объем утицкой свиты в данной части ее разреза выполняют осадочные породы: конгломераты, песчаники и алевролиты. В подчиненном количестве находятся туфы среднего состава, андезиты и андезибазальты, базальты.

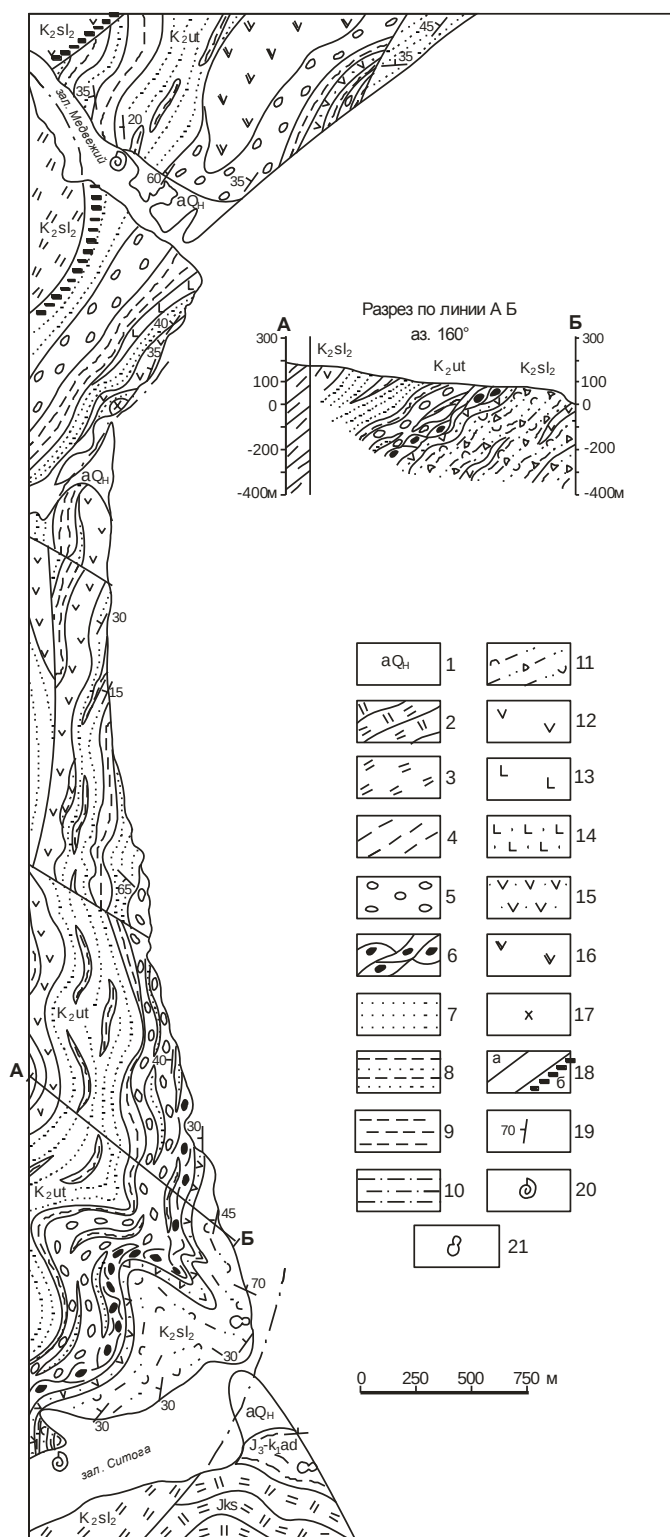


Рис. 1.8. Геологическая схема верхнемеловых отложений между ручьями Ситога и Медвежий по [Кайдалов и др., 2007] с упрощением и дополнением.

1 – голоценовые аллювиальные отложения; 2-4 – нерасчлененные отложения: 2 – киселевской свиты; 3 – верхней подсвиты силасинской свиты; 4 – адаминской свиты; 5 – конгломераты; 6 – линзовидное переслаивание мелко- и среднегалечных конгломератов с песчаниками, туфопесчаниками, седиментационными брекчиями, алевролитами; 7 – песчаники мелкозернистые; 8 – песчаники тонкослоистые с линзовидными прослоями алевролитов; 9 – алевролиты; 10 – алевролиты «мусорные» с включениями обломков пород; 11 – алевролиты с тонкими прослоями песчаников, пропластками туфоф среднего состава, линзами подводно-оползневых брекчий; 12 – андезиты; 13 – андезибазальты; 14-15 – туфы: 14 – основного состава; 15 – среднего состава; 16 – субвулканические позднемеловые андезиты; 17 – позднемеловые кварцевые диоритовые порфиристы; 18 – разрывные нарушения, субвертикальные (а) и наклонные (б) с указанием направления наклона бергштрихом; 19 – элементы залегания слоистости с указанием угла падения; 20 – остатки макрофауны; 21 – находки микрофауны (радиолярии).

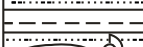
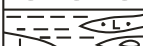
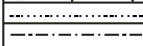
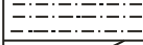
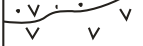
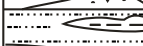
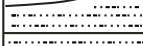
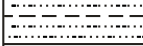
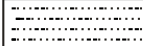
ярус	свита	подсвита	колонка	мощность в м.	Х а р а к т е р и с т и к а с л о ё в
туронский	я (K ₂ ut)			15	Песчаники мелкозернистые
				20	Алевролиты
				25	Песчаники мелкозернистые
				25	Алевролиты
				55	Песчаники мелкозернистые с линзовидными прослоями алевролитов
				80	Конгломераты мелко-среднегалечниковые
				50	Алевролиты с линзами андезибазальтов, их туфов, а также конгломератов
				20	Песчаники мелкозернистые
				20	Андезиты
				25	Песчаники мелкозернистые
и й с к и ц и у	а к к ц и у			75	Алевролиты "мусорные" плохосортированные с включениями обломков пород и линзами подводно-оползневых брекчий
				до 120	Андезиты и андезибазальты с прослойками мелкообломочных туфов
				190	Песчаники мелко и среднезернистые массивные и косослоистые, с обильными включениями растительного детрита, с линзами алевролитов и туфов основного состава
					Песчаники тонкослоистые с линзочками алевролитов, с ходами илоедов
				70	Песчаники мелкозернистые с редкими линзами алевролитов
				90	Фауна <i>Pseudolimea</i> sp.
				220	Конгломераты. Вверху - крупногалечные и валунные с линзовидными прослоями песчаников и алевролитов. Внизу - частое линзовидное переслаивание мелко- и среднегалечных конгломератов с печаниками, туфопесчаниками, седиментационными брекчиями, алевролитами.
				30	Туфы среднего состава литовитрокластические гравийно-лапиллиевые
					Алевролиты массивные и тонкослоистые, с редкими тонкими (до 5 см) прослоями известковых песчаников, линзами и пропластками туфов среднего состава, подводно-оползневых брекчий и туфоалевролитов, мергелей. Радиоларии: вверху - <i>Spogostichomitra elatica</i> (Aliiev), <i>Stichomitra communis</i> sp., <i>Holocryptocanium barbui</i> Dum. и др. Внизу - <i>Dictyomitra montisserei</i> (Sguin.), <i>Hiscocapsa asseini</i> (Tan). <i>Holocryptocanium barbui</i> Dum. и др. Фауна: <i>Inoceramus pressulus</i> Zon, <i>In. ef. prefragilis</i> Steph.
				175	
с	спласин- ская верхняя (K ₂ sl ₂)				

Рис. 1.9. Стратиграфическая колонка утицкой свиты по [Кайдалов и др., 2007] с упрощениями. Условные обозначения см. на рис. 1.8.

Конгломератам, от мелкогалечных до валунных, свойственна умеренная окатанность галек (рис. 1.10). До 90% объёма галечного материала, в том числе почти все наиболее крупные их экземпляры и валуны, представлены песчаниками, среди которых выделяются две разновидности: 1) мелкозернистые полимиктовые (граувакковые) песчаники, сходные по составу с собственно песчаниками утицкой свиты; 2) экзотические

для данной местности средне- и крупнозернистые песчаники с хорошо окатанными зернами халцедоновидного кварца размером до 1-2 мм. В составе мелких галек и гравия распознаются алевролиты, кремни и риолиты. Алевролитовый заполнитель часто содержит обугленные растительные остатки, остроугольные обломки осадочных пород.

Песчаники утицкой свиты – желто-серого цвета, часто коричневатосерого (рис. 1.11), тонкослоистые мелкозернистые породы со следами илоедов и растительных остатков. В обломочной фракции преобладают кристаллы полевых шпатов (~ 60%) и кварца (~ 35%), которые представлены угловатыми и полуокатанными зернами. В значительном количестве присутствуют биотит и мусковит. Обломки пород представлены микрокварцитами, андезитами и кислыми вулканитами.

Алевролиты утицкой свиты, в основном серого и чёрного цвета (рис. 1.11), имеют плохую сортированность обломочного материала по размеру частиц, в них присутствуют зерна псаммитовой размерности. Нередко в алевролитах присутствуют тонкие линзовидные включения растительного детрита. В составе кластической части породы преобладают плагиоклазы, в меньшем количестве присутствуют зерна кварца. Цемент глинисто-гидрослюдистый поровый и контурный. Микротрещины выполнены гидроокислами железа и кальцитом. Туфоалевролиты внешне распознаются по присутствию в них мелких псаммитовых обломков полевых шпатов, замещенных серицит-альбитовым агрегатом. Под микроскопом пирокластические частицы, составляющие до 30% объема породы, распознаются по зернам остроугольной формы.



Рис. 1.10. Конгломераты утицкой свиты. Фото А.Н. Диденко



Рис. 1.11. Песчаники и алевролиты утицкой свиты. Фото А.Н. Диденко

Базальты и андезибазальты, андезиты представляют собой плотные черные и зеленовато-серые породы с вкрапленниками плагиоклазов и пироксенов (рис. 1.12). В них широко распространены разноориентированные тонкие прожилки кальцита и тонкая вкрапленность сульфидов. Фенокристаллы плагиоклаза замещены альбитом, серицитом и цеолитами, темноцветные – хлоритом, карбонатом и серицитом. Вулканическое стекло полностью замещено хлорит-карбонатным агрегатом. Частично рудные минералы замещены лейкоксомом и гидроокислами железа. Андезит-базальтовый утицкий комплекс представлен в основном вулканитами покровных фаций и силами, залегающими среди пород как утицкой свиты, так и нижележащей нижнемеловой жорминской толщи.

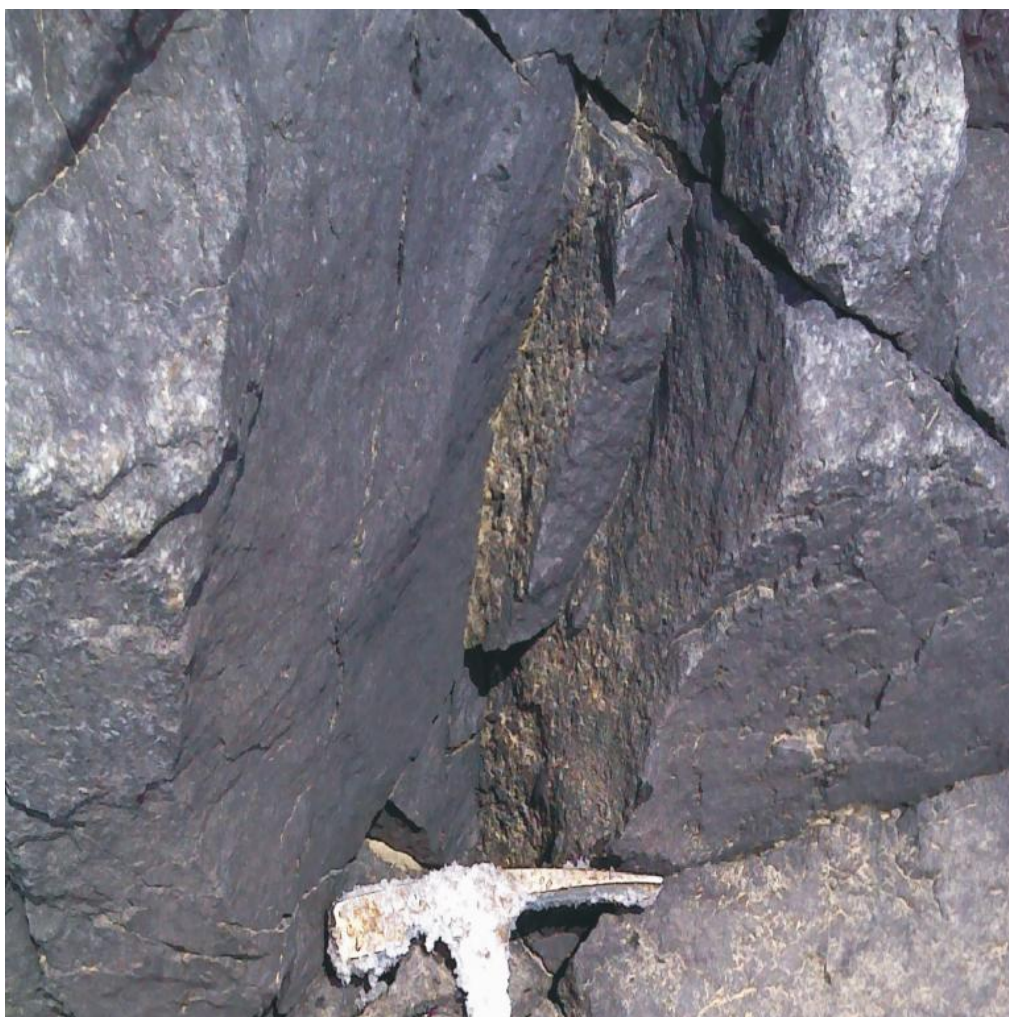


Рис. 1.12. Андезибазальты утицкой свиты. Фото А.Н. Диденко

Туфы среднего состава имеют в основном мелкообломочную структуру. Из-за процесса пропилитизации породы внешне выглядят монолитными, а обломочная структура их проявляется лишь на выветрелой поверхности.

Падение слоев утицкой свиты в изученном разрезе имеет северные и северо-восточные румбы ($350-50^\circ$), при углах падения – от 30 до 70° (рис. 1.8). Породы утицкой свиты отделены от пород киселевской свиты Киселевским разломом, который прослеживается от побережья оз. Удыль на юг на расстояние около 100 км. Разлом считается [Кудымов, 2010] продолжением Центрально-Сихотэ-Алиньского сдвига, что согласуется с проведенными наблюдениями непосредственно в зоне контакта утицкой и киселевской свит – установлена сдвиго-надвиговая природа разлома, по которому образования киселевской свиты надвинуты на породы силасинской и утицкой с вертикальной амплитудой смещения более 2 км [Кайдалов и др., 2007].

Возраст пород утицкой свиты определяется как сеноман-туронский [Кайдалов, 1990; Кайдалов и др., 2007] на основании следующих фактов: 1) на территории листа Геологической съемки масштаба $1:200000$ М-54-І (район наших исследований) в породах нижележащей силасинской свиты (рис. 1.9) обнаружены многочисленные отпечатки раковин иноцерамов, в том числе и вид *Inoceramus pictus* (верхняя подсвита), имеющий позднесеноманский возраст; 2) в районе зал. Медвежий (рис. 1.8) в туфопесчаниках утицкой свиты были найдены фрагменты двустворчатых моллюсков *Pseudolimea* sp., что позволило Е.А. Калинину сделать вывод о более высоком их стратиграфическом положении, чем горизонт с сеноманскими иноцерамами в нижележащей силасинской свите [Кайдалов и др., 2007].

Реконструкция геодинамических (без анализа палеомагнитных данных) условий формирования структур Приамурской (Чаятынской) подзоны Западно-Сихотэ-Алиньской структурно-формационной зоны, в том числе и

пород утицкой свиты, по петрохимическим характеристикам осадочных пород (исключая породы киселевской свиты) показали, что они соответствуют породам, формировавшимся в условиях активных континентальных окраин [Медведева, Кириллова, 2007; Кайдалов и др., 2007]. Резюмируя эти работы, а также [Геодинамика..., 2006; Кириллова, Анойкин, 2011; Натальин, 1991; и др.], можно заключить, что породы Журавлево-Амурского террейна (Амурского комплекса) формировались во фронтальной зоне аккреционного клина.

1.3. Существующие геоисторические модели становления региона

Согласно современным представлениям пояс образован террейнами различного происхождения [Ханчук, Кемкин, 2003], включающими фрагменты юрских и раннемеловых аккреционных призм (Самаркинская, Наданьхада-Бикинская, Хабаровская, Баджальская, Таухинская и Киселевско-Маноминская), раннемеловых островодужных систем (Кемская, Шмидтовская, Камышовская) и Журавлевско-Амурского раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна (рис. 1.13) [Ханчук, Кемкин, 2003]. Формирование орогенного пояса началось в конце юры и продолжалось в течение раннего мела в обстановке трансформной окраины, на фоне складчатых и разрывных деформаций, связанных с крупномасштабными левосторонними перемещениями по системе окраинно-континентальных сдвигов [Геодинамика..., 2006; Голозубов, 2006; Натальин, 1991; Парфенов и др., 2003; Ханчук, 2000; Диденко и др., 2014 а, б].

Согласно альтернативным представлениям Уткина В.П. [1997] эволюция региона (рис. 1.14) является следствием: 1) «рифтогенеза континентальной коры, её чешуйчато-надвиговых дислокаций и значительных латеральных перемещений вдоль Восточно-Азиатской системы сдвигов» [Уткин, 1999; стр. 35]; 2) пространственное соотношение крупных блоков (террейнов, согласно вышеуказанной модели) оставалось практически неизменным вплоть до подвижки, не нарушившие первичное

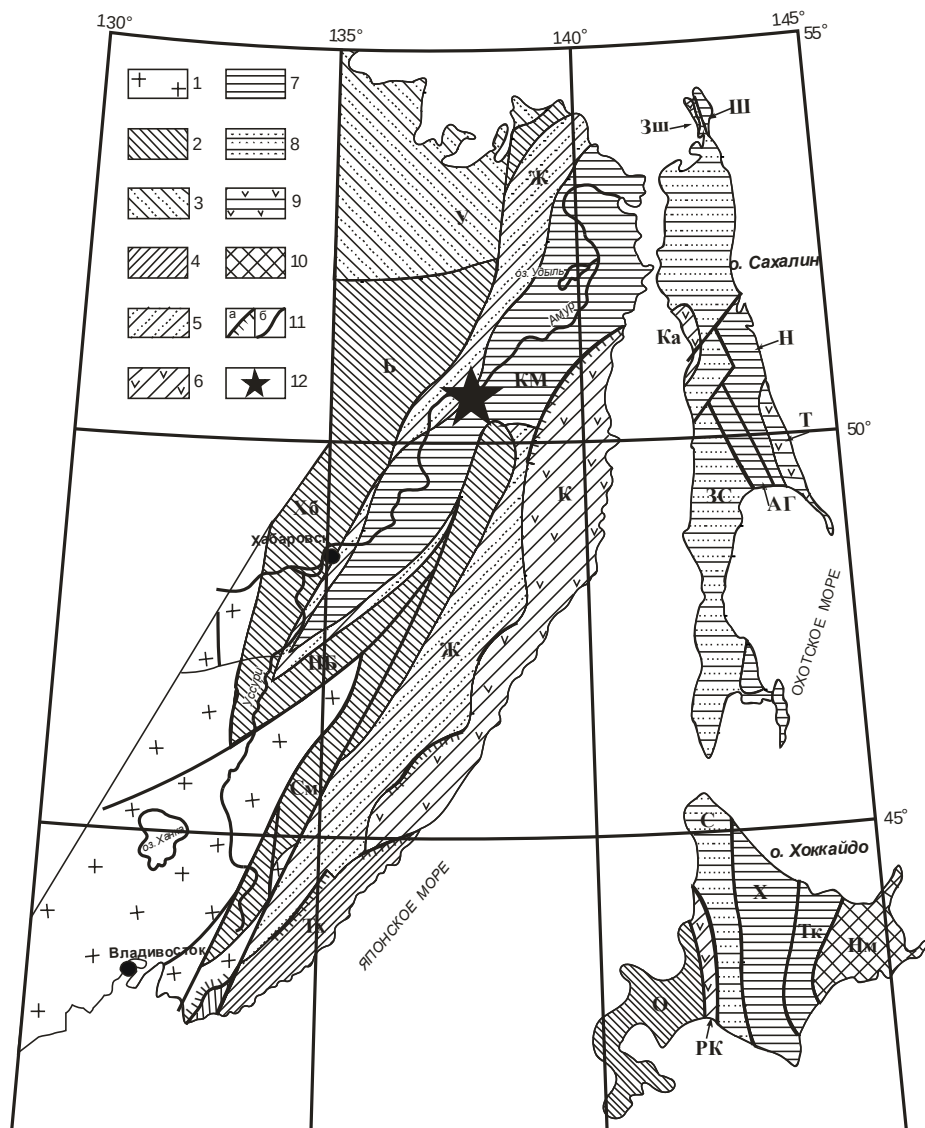


Рис.1.13. Тектоностратиграфические террейны Сихотэ-Алиня и смежных областей по [Ханчук, 2000; Ханчук и др., 1994] с изменениями.

1 – домезозойские; 2, 3 – юрские: 2 – аккреционной призм (Б – Баджальский, НБ – Наданьхада-Бикинский, О – Ошима, См – Самаркинский, Хб – Хабаровский), 3 – турбидитовые (У – Ульбанский); 4-6 – раннемеловые: 4 – аккреционной призм (ТХ – Таухинский), 5 – турбидитовые (Ж – Журавлсвско-Амурский), 6 – островодужные (К – Кемский, Ка – Камышовый, РК – Ребун-Кабато, Зш – Западно-Шмидтовский); 7-9 – ранне-поздне меловые: 7 – аккреционной призм (АГ – Аниво-Гомонский, КМ – Киселевско-Маноминский, Н – Набильский, ТК – Токоро, Х – Хидака, Ш – Шмидтовский), 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 – район детальных палеомагнитных исследований.

со времени их формирования, и только вдоль системы сдвигов Тан-Лу могли распределение этих блоков, что «не позволяет рассматривать эти структуры как террейны, сформированные друг от друга независимо» [Уткин, 1999; стр. 35]; кремни Киселевско-Маноминского террейна формировались «в пределах Амурского рифто-грабена, ... глубоко впадающего в континент» [Уткин, 1996; стр. 69].

1.4. Палеомагнитная изученность региона

С целью «уменьшить расхождение во взглядах на тектоническую эволюцию северо-восточной окраины Евразии» [Баженов и др., 1999, стр. 181] велись палеомагнитные работы [Захаров, Сокарев, 1991; Uno et al., 1999; Баженов и др., 1999; Otofujii et al., 1995, 2003; Bretshtein et al. 1997, 2003; Сокарев, Кулинич, 2012]. Но, к сожалению, существовавший до последнего времени набор мезозойских палеомагнитных данных по региону (приложение А, рис. 1.15) не позволял сколь-нибудь уверенно говорить о крупномасштабных горизонтальных перемещениях террейнов, выполняющих сейчас Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенный пояс. Палеомагнитная надежность определений (параметр Demagcode в приложение А, рис. 1.15) невысокая, во-первых, и, во-вторых, 10 из 13 определений из Мировой базы палеомагнитных данных [McElhinny, Lock, 1990] 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» [Баженов и др., 1999, стр. 190].

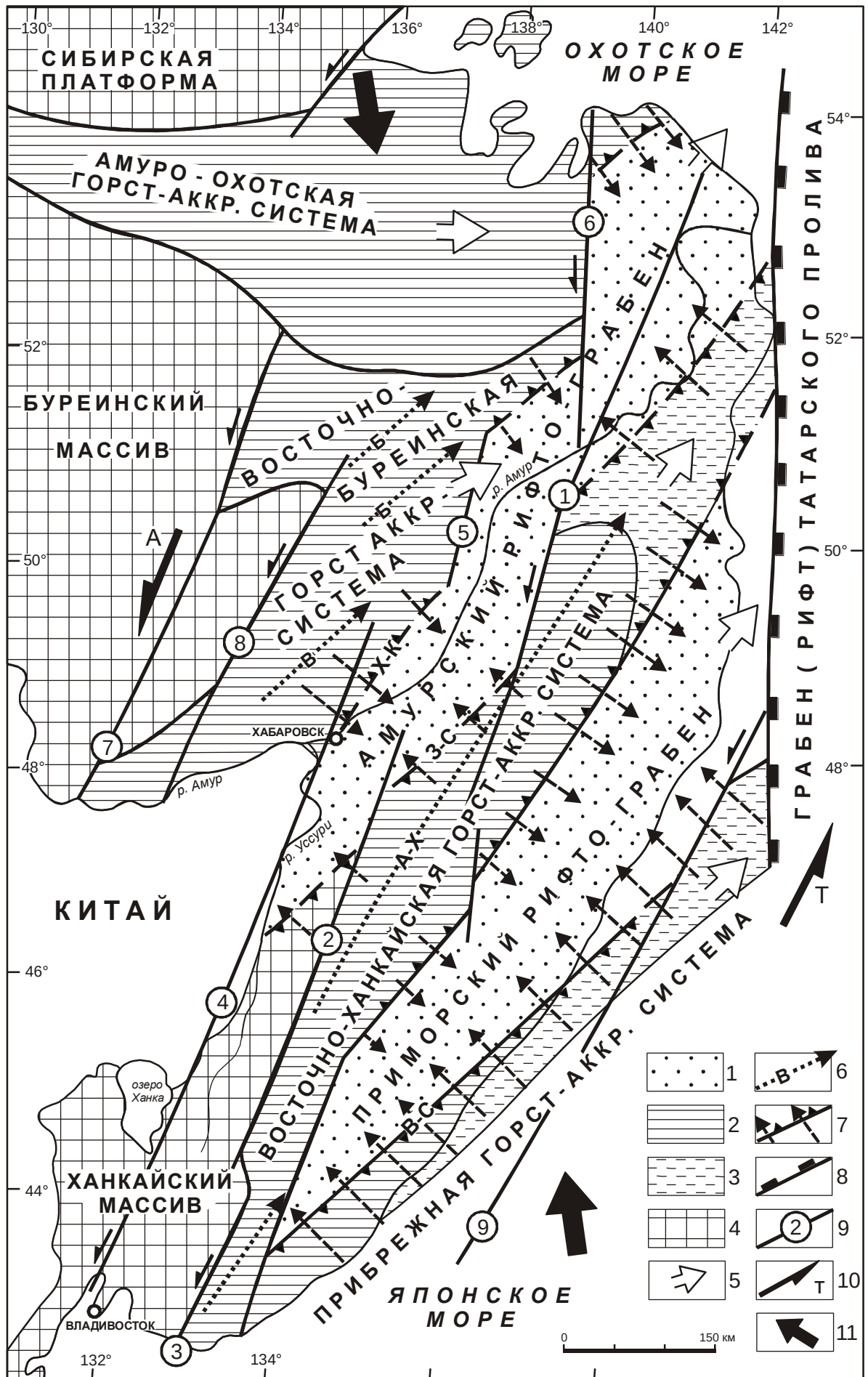


Рис. 1.14. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены с элементами их строения и геодинамики формирования по [Уткин, 1996].

1 – раннемеловые преимущественно терригенные и в меньших объемах кремнистые образования Амурского и Приморского рифто-грабенов; 2 – палеозойские и раннемезозойские кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенные образования горст-аккреционных систем; 3 – северо-восточные фланги Восточно-Ханкайской и Прибрежной горст-аккреционных систем и рифто-грабенов; 6 – осевые линии (стрелки – направление погружения) отдельных горстов (антиформ): Б – Баджальская группа горстов, В – Ванданский, А-Х – Ариаднинско-Хорский, А – Анюйский, С-О – Сергеевско-Окраинский; 7 – линеаменты, отражающие положение региональных аккреционных призм (чешуйчато-надвиговых зон) – связующих структурных звеньев между горстовыми системами и рифто-грабенами (бергштрихи – направление падения чешуйчато-надвиговых сместителей, стрелки – направление латерального наращивания аккреционных призм): В-С – Восточно-Сихотэ-Алиньская, Ц-С – Центрально-Сихотэ-Алиньская, З-С – Западно-Сихотэ-Алиньская, Х-К – Хабаровско-Комсомольская; 8 – система сбросов грабена (рифта) татарского пролива; 9 – главные сдвиги: 1 – Центрально-Сихотэ-Алиньский, 2-3 – частные сдвиги Приморской сдвиговой зоны (2 – Арсеньевский, 3 – Партизанский), 4 – Уссурийский, 5 – Болоньский, 6 – Лимурчанский, 7-8 – частные сдвиги северного фланга сдвига Тань-Лу (7 – Сунгари-Тастахский, 8 – Куканский); 10 – направление смещения Азиатского континента (А) и (или) Тихоокеанской плиты (Т), обеспечивающих сдвиговый геодинамический режим развития регионального (глобального) горизонтального сжатия литосферных плит.

В противоположность территории Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса, по Корейскому полуострову и архипелагу Японских островов для этого временного интервала палеомагнитных определений существенно больше, распределены они достаточно равномерно по времени и значительная их часть имеет хорошую палеомагнитную надежность (рис. 1.15). Наличие качественных палеомагнитных данных в совокупности с геолого-структурными, геохронологическими и геохимическими данными позволило ряду авторов построить геодинамические реконструкции не только для мезо-кайнозоя, но и для палеозоя [Maruyama et al., 1997; Isozaki et al., 2010; Kim, Van der Voo, 2012].

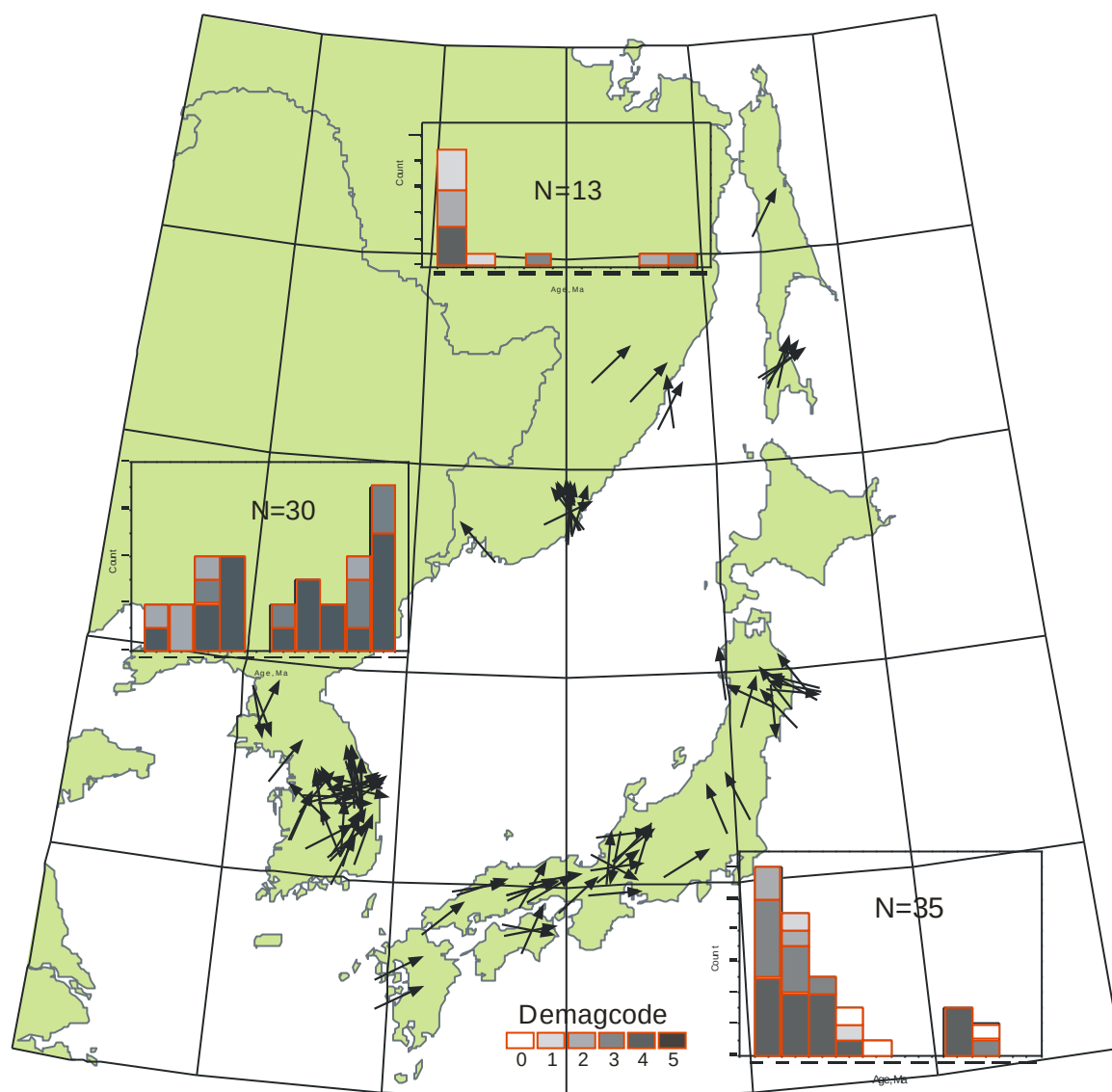


Рис. 1.15. Распределение мезозойских палеомагнитных данных по отдельным регионам Дальнего Востока с указанием demagcode согласно GPDB-4.6 [McElhinny, Lock, 1990]. Стрелки указывают распределение по площади; гистограммы – по времени.

1.5. Постановка задач и выбор объектов исследования

Понятно, что какие-либо решающие доказательства в пользу одной из вышеизложенных альтернатив традиционные методы геологии дать не могут в принципе – нужна оценка истинных масштабов горизонтальных перемещений блоков (террейнов), выполняющих эту часть окраины Евразии. Без таких данных умозрительными останутся любые геодинамические построения. Поэтому необходимость привлечения палеомагнитного метода, позволяющего на количественном уровне оценить параметры вращения

блоков на сфере и, соответственно, истинные расстояния горизонтальных перемещений, очевидна.

Таким образом, задача получения первичных палеомагнитных направлений для мезозойских пород Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса крайне важна и, как видно из вышеизложенного материала, не тривиальна при подборе объектов исследования из-за существенного позднемезозойского регионального перемагничивания.

Цель исследований – построить кинематическую модель движения Киселевско-Маноминского и Амурского мезозойских комплексов северного Сихотэ-Алиня. Для достижения поставленной цели необходимо решить следующие задачи: 1) получить надежные палео- и петромагнитные данные для мезозойских вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты и утицкой свиты Киселевско-Маноминского и Амурского комплексов, соответственно; 2) доказать близкий к первичному возраст высокотемпературных компонент естественной остаточной намагниченности изученных пород; 3) определить палеошироту формирования мезозойских пород.

За последние четыре года в лаборатории тектоники ИТиГ ДВО РАН были отобраны и изучены 5 мезозойских коллекций; три из них (триас Южного Приморья, юра Буреинского прогиба, нижний мел Баджальской зоны) дали отрицательный результат – выделяется только послескладчатая компонента намагниченности пород, две (киселевская свита Киселевско-Маноминского террейна и утицкая свита Амурского комплекса) – положительный. Палеомагнитные результаты для меловых пород (берриас-маастрихт) Западного Сахалина опубликованы в [Abrajevich et al., 2012]. Для меловых вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса и утицкой свиты Амурского комплекса – ключевых объектов для расшифровки тектонической эволюции Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса – результаты представлены в настоящей работе.

ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ, ИСПОЛЬЗОВАННАЯ АППАРАТУРА

Восстановление истории движения тектонических блоков на сфере – одна из фундаментальных задач современной геологии. Палеомагнитный метод – единственный метод, позволяющий на количественной основе оценить параметры вращения блоков, истинные расстояния горизонтальных перемещений, кинематику дрейфа, взаимное положение блоков на сфере. Применение методов палеомагнетизма и петромагнетизма в рамках основной в настоящее время парадигмы в науках о Земле – тектоники литосферных плит [Палеомагнитология, 1982] – позволяет разрабатывать детальные реконструкции движения тектонических блоков на поверхности Земли [Метелкин, Казанский, 2014]. Это направление в палеомагнетизме получило название – магнитотектоника [Печерский, 2006].

В основе интерпретации палеомагнитных данных, в том числе и для нужд магнитотектоники, лежат три постулата.

«1. Гипотеза фиксации: горные породы при своем образовании намагничиваются по направлению геомагнитного поля времени и места их образования.

2. Гипотеза сохранения: приобретенная первичная остаточная намагниченность сохраняется (хотя бы частично) в породе в геологическом масштабе времени и может быть выделена из суммарной многокомпонентной естественной остаточной намагниченности породы.

3. Геомагнитное поле, осредненное за любые промежутки времени порядка 10^5 лет (кроме эпох инверсий), является полем диполя, помещенного в центр Земли и ориентированного по ее оси вращения [Палеомагнитология, 1982, стр. 5]».

Два первых постулата необходимо проверять в каждом палеомагнитном исследовании, только тогда вновь полученные данные могут

претендовать на статус палеомагнитонадежных. Соблюдение третьего постулата – гипотеза центрального осевого диполя – проверяется при обобщении мировых палеомагнитных данных и проведении специальных исследований для конкретных геологических эпох.

Палеомагнитные и петромагнитные исследования в процессе выполнения настоящей работы проводились по стандартным методикам [Kirshvink, 1980; Палеомагнитология, 1982; Butler, 1992; Печерский, Диденко, 1995; Шипунов, Муравьев, 1997]. Краткое описание приемов и методов, использованных нами, дается ниже. Все лабораторные петро- и палеомагнитные исследования выполнялись на аппаратуре Центра коллективного пользования Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН (г. Хабаровск).

2.1. Методика полевых исследований

Выбор геологического объекта, удовлетворяющего поставленной палеомагнитной задаче, осуществлялся путем анализа его геолого-структурных особенностей: происхождение горных пород; сохранность первоначального состава и степень вторичных изменений; условия доступности подхода к объекту; величина магнитной восприимчивости; элементы залегания слоя (структурные элементы, углы падения, азимутальное ориентирование и т.д.).

При выборе объектов для палеомагнитных исследований, непосредственно в обнажениях, измерялась начальная магнитная восприимчивость (k), определяющая, в первую очередь, концентрацию магнитных минералов в изучаемых горных породах. Измерения производились полевым каппаметром КТ-5 (производство Чехия, диапазон от $1 \cdot 10^{-5}$ до $9999 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ). Для точности оценки величины k в образцах горных пород замер производился несколько раз. С целью подтверждения первичного характера поведения магнитных минералов в породах

учитывался характер распределения k по геологическому телу. Закономерное уменьшение величины k , например, к эндоконтактовым зонам, давало нам основание говорить о первичности распределения этой характеристики, в противном случае – о проявлении наложенных вторичных процессов, выносу железа или его привносу с образованием новых вторичных магнитных минералов.

Отбор ориентированных образцов осадочных, вулканических и интрузивных горных пород производился по точкам (в англоязычной литературе – site). Для получения надежных палеомагнитных и статистически подтвержденных данных отбиралось от 4 до 15 независимо ориентированных образцов горных пород в каждой точке. Ориентировка образцов осуществлялась магнитным компасом с ценой деления 1 градус. В случае сильномагнитных образцов горных пород (стрелка компаса при приближении к обнажению отклоняется) ориентирование осуществлялось на расстоянии, параллельно обнажению, но, как правило, такие обнажения мы старались избегать. Отбор ориентированных образцов осуществлялся с помощью шанцевого инструмента – молоток, зубило, кайло. Поправка на региональное магнитное склонение производилась в ходе расчета средних палеомагнитных направлений с использованием программного продукта IGRF [http://www.geomag.bgs.ac.uk/data_service/models_compass/igrf_form.shtml].

Для получения надежных палеомагнитных направлений и последующего применения прямых тестов палеомагнитной надежности при полевых исследованиях большое внимание уделялось объектам, где можно было выполнить отбор пород с различным их залеганием из прослоев внутриформационных конгломератов. Это позволило в дальнейшем применить тесты палеомагнитной стабильности, основанные на датировании выделенных компонент NRM относительно времени определенного геологического события (складкообразование, переотложение горных пород в конгломераты, несогласное залегание слоев), а также

на определении наличия вторичной компоненты.

Тест складки [Палеомагнитология, 1982; Butler, 1992; Шипунов, 1993; Печерский, Диденко, 1995; Enkin, 2003]. Для датирования NRM и ее компонент и относительного времени складкообразования образцы горных пород отбирались из противоположных крыльев складки и ее ядра, а также из участков, отражающих различные изгибы пласта. Расчет кучности (K) единичных векторов компонент NRM в различных системах координат (географическая или современная, стратиграфическая или древняя) и при пошаговом распрямлении складки позволял оценивать время приобретения породами анализируемой компоненты – доскладчатая, послескладчатая или синскладчатая.

Тест конгломератов (галеков) [Палеомагнитология, 1982; Butler, 1992; Шипунов, 1994; Печерский, Диденко, 1995]. Метод основан на определении степени палеомагнитной стабильности и времени приобретения NRM посредством оценки хаотичности распределения векторов компонент NRM в обломках (гальках). Хаотичное распределение векторов NRM (кучность стремится к нулю) свидетельствует о наличии «догалековой» намагниченности. Если же в направлениях векторов компонент NRM выделяется систематическое направление (оценка проводилась по специальным таблицам [Шипунов, 1994]), то делался вывод о частичном или полном перемагничивании этих пород, произошедшем уже после отложения конгломератов.

Тест обращения [Палеомагнитология, 1982; McFadden, McElkhiny, 1990; Butler, 1992; Шипунов, 1993;]. Метод позволяет оценить наличие вторичной компоненты намагниченности в одновозрастных породах одного геологического объекта при антипараллельно направленных компонентах NRM. Угол между осредненными компонентами NRM прямой и обратной полярности, равный 180° , позволяет судить об отсутствии вторичной компоненты NRM. Угол, отличный от 180° , говорит о наложении на первичную компоненту NRM некой компоненты иного направления.

2.2. Методика и аппаратура петро- и палеомагнитных лабораторных исследований

Распиловка ориентированных образцов на одно- и двухсантиметровые кубики проводилась на электропиле с алмазным диском при постоянном охлаждении водой. Во время распиловки осуществлялся перенос ориентировки и маркировки образца на соответствующие стороны кубика. Как правило, из одного образца выпиливались не менее 2-3-х кубиков-дублей для различных видов исследований.

После распиловки все кубики-дубли убирались в магнитный экран из пермаллоя с компенсацией внешнего магнитного поля $\sim$ в 20 раз, то есть производилась своеобразная временная магнитная чистка. Это делалось для удаления «мягких» компонент NRM изучаемых горных пород, приобретенных, возможно, в процессе отбора при ударном воздействии молотком и зубилом, транспортировки образцов в лабораторию и их распиловки.

2.2.1. Естественная остаточная намагниченность (NRM)

Для измерения начальных величины и направления NRM образцов горных пород и после ступенчатой термомагнитной чистки NRM использовался спин-магнитометр JR-6A производства AGICO, Брно, Чехия (рис. 2.1), с чувствительностью по намагниченности $2 \cdot 10^{-6}$ А/м. Регистрирующий блок прибора был помещен в кольца Гельмгольца (рис. 2.2) с компенсацией внешнего лабораторного поля $\sim$ в 300 раз, что позволяло устранять, в значительной степени, действие магнитовязких процессов – подмагничивание образцов в процессе смены их положения при измерении. В кольца Гельмгольца образцы-кубики переносились в пермалловом экране.



Рис. 2.1. Фотография спин-магнитометра JR-6A. Фото автора.



Рис. 2.2. Фотография измерительного блока JR-6A, помещенного в кольца Гельмгольца. Фото автора.

Измерение образцов-кубиков проводилось в 3-х взаимно перпендикулярных плоскостях с последующим осреднением по двум замерам 3-х ортогональных компонент в системе координат образца – X, Y, Z.

После получения ИТиГ ДВО РАН в конце 2012 г. криогенного магнитометра СКВИД-магнитометр 755-4K SRM (рис. 2.3), его установки и запуска, на нем были проведены измерения и магнитная чистка переменным полем части коллекции образцов утицкой свиты, отобранной в 2013 году. Обработка результатов выполнялась с помощью программного продукта PMGSC [Enkin, 1994].



Рис. 2.3. Фотография криогенного магнитометра СКВИД-магнитометр 755-4K SRM. Фото автора.

2.2.2. Начальная магнитная восприимчивость (k) и ее анизотропия (A_k)

Величины k измерялись с помощью каппа-моста MFK1-FA производства AGICO, Брно, Чехия (рис. 2.4), с чувствительность не хуже $3 \cdot 10^{-8}$ ед. СИ, диапазон от 0 до 0.9 ед. СИ, в каждой из трех взаимно перпендикулярных плоскостей в 12 или 20 позициях. Обработка результатов измерений производилась с помощью программных продуктов Safyr и

AnySoft [Chadima M., Jelinek V., 2009; Chadima M., Pokorny J., 2009]. Подобная схема измерений k позволяла нам получать не только величину начальной магнитной восприимчивости, но и рассчитывать направления и величины главных осей эллипсоида начальной магнитной восприимчивости (k), с помощью которых характеризовать тип магнитной текстуры пород.

Изучение магнитной анизотропии позволяло выделять текстурные элементы горных пород – слоистость, сланцеватость, линейность. Направление максимальной оси эллипсоида k субпараллельно к плоскости напластования, а минимальной – перпендикулярно. Это давало нам возможность оценить причины деформаций, приложенных к горным породам. [Использование..., 1986]

Для оценки величины и типа магнитной анизотропии применялись следующие соотношения: а) величина анизотропии – $A_k = (1 - k_{\min}/k_{\max})$; б) параметр формы эллипсоида восприимчивости – $E = (k_{\text{int}} \times k_{\text{int}}) / (k_{\min} \times k_{\max})$. При $k_{\text{int}} \leq k_{\min} < k_{\max}$ $E < 1$ и характеризует линейный тип анизотропии, при $k_{\min} < k_{\text{int}} \leq k_{\max}$ $E > 1$ и характеризует плоскостной тип анизотропии, при $k_{\max} \geq k_{\text{int}} \geq k_{\min}$ $E \approx 1$ и характеризует практически изотропный тип. При графическом анализе типа магнитной анизотропии использовались диаграммы Д. Флинна [Flinn, 1965]. Условные обозначения см. в приложении Г.



Рис. 2.4. Фотография статического мультимастотного измерителя магнитной восприимчивости – каппа-мост MFK1-FA (производство AGICO, Брно, Чехия). Фото автора.

2.2.3. Зависимости намагниченности насыщения от температуры (M_s-T), температуры Кюри (T_c)

Для определения состава носителей магнетизма исследуемых образцов горных пород изучались первичные и вторичные температурные зависимости магнитного момента насыщения (M) в диапазоне от 20 до 720°C с определением точек Кюри (T_c) при помощи терромагнитного анализатора фракций ТАФ-2 (рис. 2.5) производства ГО «Борок» ИФЗ РАН, чувствительность по магнитному моменту не менее $2.4 \cdot 10^{-6}$ А·м, точность измеряемой температуры не хуже 2°, постоянное магнитное поле 400 кА/м, масса навески 2 г.

Температуры (точки) Кюри исследованных пород определялись двумя способами: 1) графическим – пересечение касательных у точек перегиба интегральных зависимостей J_s - T [Петрова, 1977]; 2) по положению положительных экстремумов на зависимости второй производной J_s от температуры [Буров, Ясонов, 1979].

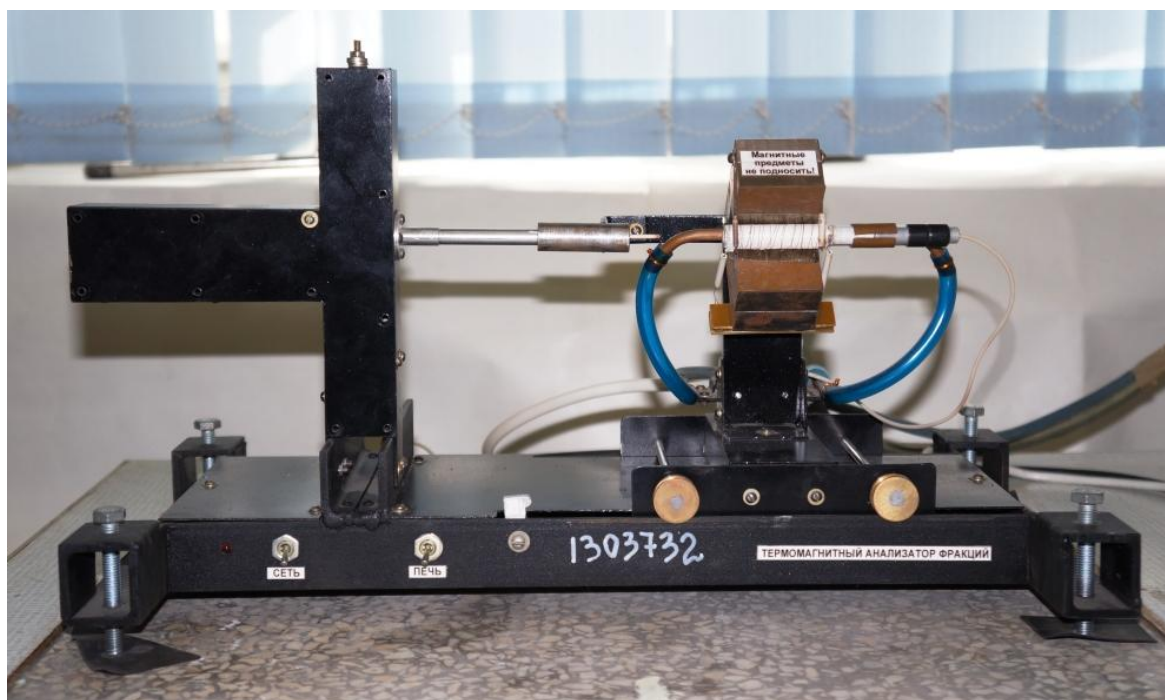


Рис. 2.5. Фотография терромагнитного анализатора фракций – ТАФ-2 (производство ООО «Орион», геофизическая обсерватория ОИФЗ РАН «Борок», п. Борок, Ярославская обл.). Фото автора.

2.2.4. Гистерезисные характеристики (H_c , H_{cr} , J_s , J_{rs})

На установке для снятия гистерезисных характеристик (рис. 2.6; производство ГО «Борок» ИФЗ РАН, чувствительность по намагниченности $3 \cdot 10^{-1}$ А/м, диапазон магнитных полей от 0 до ± 520 кА/м, размер образца 10 мм^3) с целью определения размера носителей намагниченности и их стабильности были изучены петли гистерезиса, коэрцитивная сила (H_c), остаточная коэрцитивная сила (H_{cr}), их соотношения (H_{cr}/H_c), намагниченность насыщения (J_s), остаточная намагниченность насыщения (J_{rs}) и их соотношения (J_s/J_{rs}).



Рис. 2.6. Фотография коэрцитиметра. Фото автора.

Оценка магнитной стабильности NRM изученных пород осуществлялась также с помощью фактора Кенигсбергера ($Q_n = \text{NRM}/kH$, где H величина геомагнитного поля в месте работ). С помощью данного параметра мы оценивали преобладание одного из видов намагниченности над другим – остаточной над индуктивной ($Q_n > 1$, образец магнито жесткий) или индуктивной над остаточной ($Q_n < 1$, образец магнито мягкий).

2.2.5. Микроскопическое изучение элементного состава и структуры магнитных минералов

Для определения состава и структуры вулканогенных и осадочных пород ряд характерных образцов был изучен в аншлифах на растровом электронном микроскопе EVO-40HV (Carl Zeiss, Германия), оснащённом энергодисперсионным спектрометром X-MAX 80 m^2 (Oxford Instruments, Великобритания). Поиск и фотографирование микровключений велся в режиме обратно рассеянных электронов (BSE-детектор). Применявшееся ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток пучка – 201 пА. Для количественного анализа использовался комплексный эталон № 6067 фирмы «MAC» (Великобритания) и библиотека профилей линий элементов, встроенная в программу AZtec.

2.2.6. Магнитная чистка

Температурная чистка

Для компонентного анализа NRM исследуемого геологического объекта все образцы палеомагнитной коллекции ориентированных образцов были подвергнуты ступенчатой термомагнитной чистке от 20 до 690°C с числом шагов от 17 до 21 в немагнитной печи (рис. 2.7; установка для ступенчатого терморазмагничивания – конструкции Диденко А.Н.), помещенной в 4 пермалловых экрана (степень компенсации магнитного поля до 15 нТл). Для уменьшения влияния лабораторного подмагничивания при каждом нагреве положение образцов в печи менялось хаотично, а перенос образцов от печи к измерительному прибору осуществлялся в пермалловом контейнере. Шаг нагрева зависел от поведения намагниченности в ходе исследования.



Рис. 2.7. Фотография установки ступенчатого терморазмагничивания. Фото автора.

Чистка переменным магнитным полем

С 2012 г. чистка переменным магнитным полем и измерения NRM производились на СКВИД-магнитометре 755-4K SRM (рис. 2.3) производства 2G Enterprises, США, диапазон переменного магнитного поля от 0 до 1700 кА/м. Обработка результатов измерений производилась с помощью программного продукта Rema6W [Chadima, M., Pokorný, J., Dušek, M., 2011]

2.3. Используемое программное обеспечение

Для анализа и визуализации палеомагнитных данных, полученных в результате магнитных чисток, использовался программный продукт PMGSC [Enkin, 1994]. Программный продукт GMAP [Torsvik and Smethurst, 1999] использовался для реконструкций тектонических плит с необходимым набором данных. Программное обеспечение Gplates 1.1.0 [Gurnis et al., 2012] позволяло моделировать движение тектонических плит не только в заданном интервале времени, но и в виде анимации. Программа также позволяла работать со свойствами геологических объектов, расположенных на поверхностях плит.

С целью количественной оценки горизонтальных перемещений блоков литосферы рассчитывались палеомагнитный полюс и траектория его кажущейся миграции (ТКМП). Расчет положения полюса в заданном интервале времени выполнялся на основании полученного направления характеристической компоненты с соответствующими координатами. Достоверность и обоснованность данных для построения ТКМП подтверждались количественными критериями палеомагнитной надежности (геологическими, геофизическими, физическими). Вычисление, анализ и построение палеомагнитного полюса и ТКМП выполнялись с помощью программных продуктов GMAP [Torsvik, Smethurst, 1999] и Gplates 1.1.0 [Gurnis, et al., 2012].

Глава 3. ПЕТРОМАГНИТНАЯ И ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД КИСЕЛЕВСКОЙ СВИТЫ КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Как уже указывалось в главе 1, главным объектом для петро- и палеомагнитных исследований и возможного обнаружения крупноамплитудных горизонтальных смещений блоков в регионе являлись вулканогенные и осадочные породы киселевской свиты Киселевско-Маноминского террейна [Геодинамика..., 2006], Киселевско-Маноминского комплекса по [Натальин, 1991] или Чаятынской подзоны Нижнеамурской структурно-формационной зоны по [Кириллова, Анойкин, 2011], или Приамурской подзоны Западно-Сихотэ-Алиньской структурно-формационной зоны по [Кайдалов и др., 2007]. Для палеомагнитного изучения в 2009 и 2010 гг. из осадочных и вулканогенных пород киселевской свиты 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, алевролитов и кремней из 17 точек-сайтов (всего 183 образца).

Экзотические для осадочных комплексов Нижнего Приамурья пласты глубоководных кремнистых пород и вулканитов основного состава, контрастно выделяющиеся на фоне песчаников и алевролитов основной части приамурского разреза, уже многие годы привлекают внимание многочисленных исследователей [Войнова и др., 1994; Геодинамика..., 2006; Зябрев, 1994; Кайдалов и др., 2007; Кириллова, Анойкин, 2011; Маркевич и др., 1996, 1997, 2000; Ханчук и др., 1994; Sakai et al., 2002]. Используя эти материалы, а также собственные полевые наблюдения и петрохимические исследования, можно дать краткую геологическую характеристику пород киселевской свиты.

3.1. Петромагнитная характеристика вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты

3.1.1. Характеристика носителей намагниченности пород

Термомагнитный анализ алевролитов показал, что их магнитная фракция представлена в основном гематитом с $T_c = 670-680^\circ\text{C}$ (обр. D09/31-1, рис. 3.1). К лабораторному нагреву до 700° этот гематит стабилен, что видно по практически не изменившимся величинам T_c и намагниченности насыщения; отношение значений последней после и до нагрева (J_{st}/J_{s0}) равно 1. Гистерезисные параметры (рис. 3.1) свидетельствуют о многодоменной структуре магнитных минералов в этом образце [Dunlop, 2002], остаточная коэрцитивная сила составляет более 0.084 tesla (840 gauss).

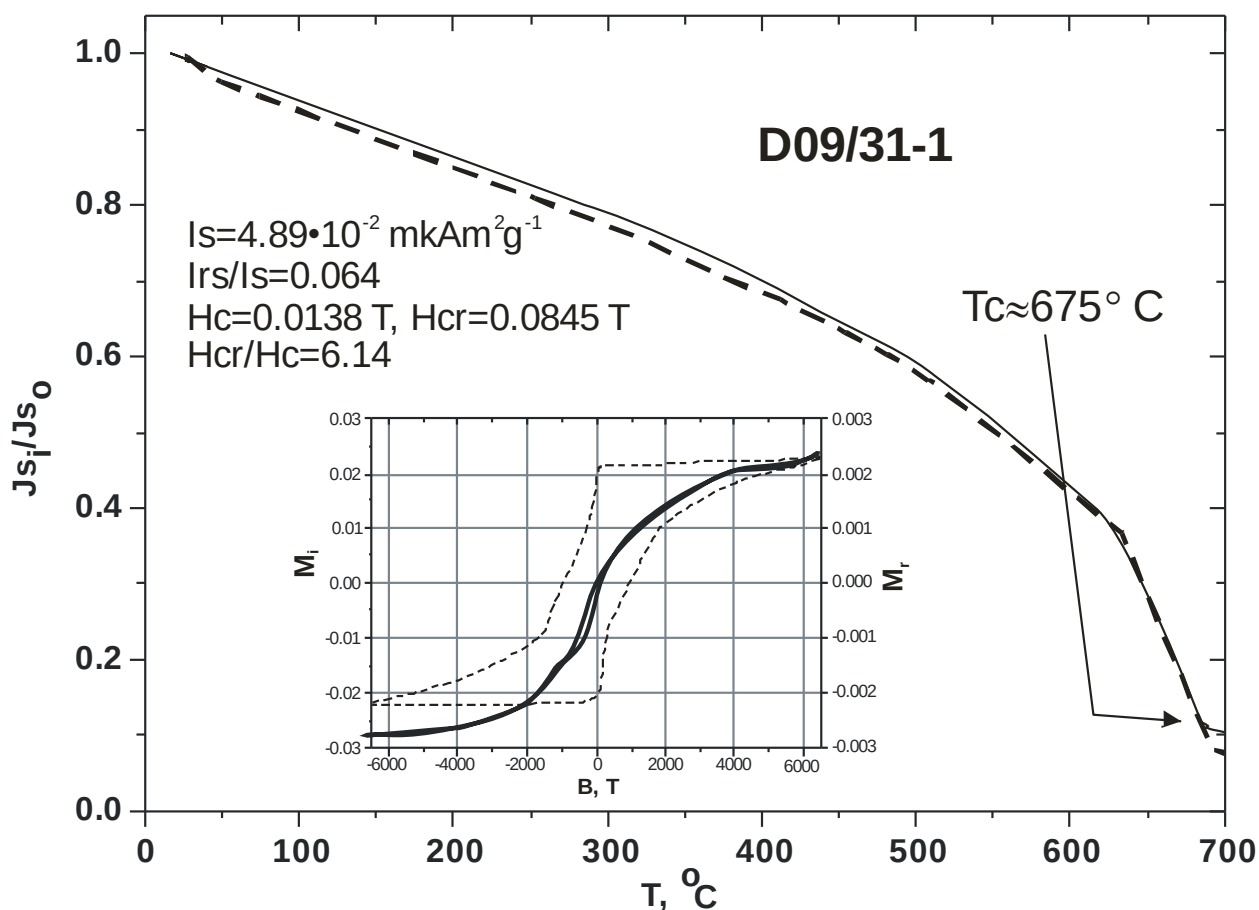


Рис. 3.1. Петромагнитные характеристики состава и структурных особенностей носителей магнетизма пород. Результаты термомагнитного анализа фракций алевролитов образца D09/31-1 пород киселевской свиты.

Для небольшого количества образцов осадочных пород киселевской свиты наблюдается и другое поведение J_s - T , где на кривой первого нагрева J_s - T (обр. D09/41-1, рис. 3.2) видны две магнитные фазы – в среднетемпературном (280-350°C) и высокотемпературном (около 620°C) интервалах. На повторной кривой J_s - 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. 3.8) свидетельствуют о псевдооднодоменной структуре магнитных минералов в этом образце [Dunlop, 2002], остаточная коэрцитивная сила составляет более 0.04 tesla (400 gauss).

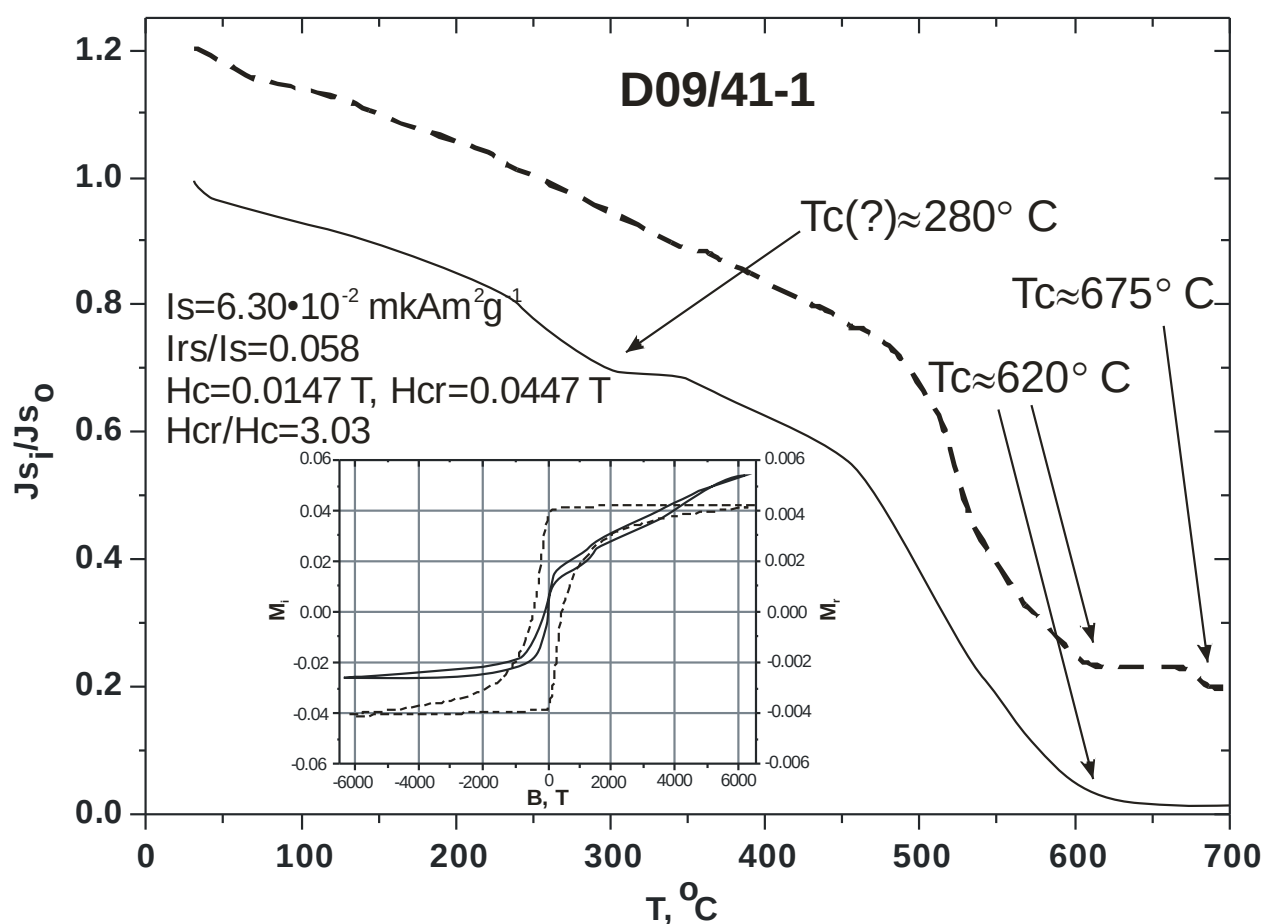


Рис. 3.2. Петромагнитные характеристики состава и структурных особенностей носителей магнетизма пород. Результаты терромагнитного анализа фракций алевролитов образца D09/41-1 пород киселевской свиты.

Терромагнитный анализ базальтов показал, что их магнитная фракция представлена в основном магнетитом и катион-дефицитным магнетитом. В качестве примера на рис. 3.3 приведены зависимости J_s - 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. 3.3а). J_s большинства образцов базальтов при лабораторном нагреве имеет подобное поведение, отличается только величина J_{st}/J_{so} , которая варьируется от 1 до 0.7. Гистерезисные параметры (рис. 3.3) свидетельствуют о псевдооднородной структуре магнитных минералов в этом образце [Dunlop, 2002], остаточная коэрцитивная сила составляет более 0.037 tesla (370 gauss).

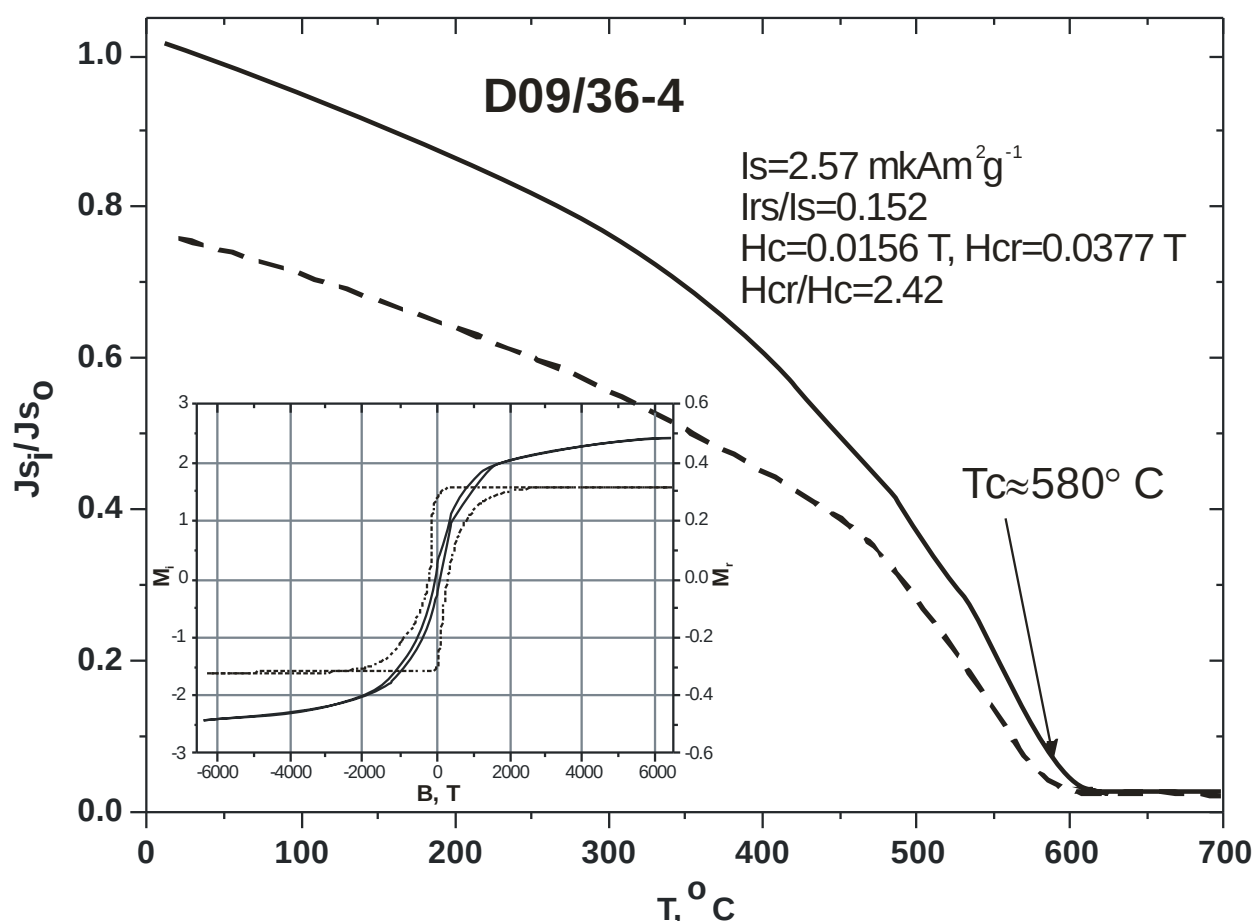


Рис. 3.3. Петромагнитные характеристики состава и структурных особенностей носителей магнетизма пород. Результаты терромагнитного анализа фракций базальтов образца D09/36-4 пород киселевской свиты.

Имеется и другой тип зависимостей J_s - T базальтов, где на кривой первого нагрева (обр. D09/35-7, рис. 3.4) видны две магнитные фазы с $T_c \approx 450^\circ$ и $\approx 620^\circ\text{C}$. На повторной кривой J_s - T появляется T_c близкая к магнетиту ($\approx 560^\circ\text{C}$) и, возможно, T_c в низкотемпературном интервале (180 - 200°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 титаномagnetитов базальтов, имевшего место на постмагматической стадии [Печерский и др., 1975; Dunlop, Ozdemir, 1997]. Гистерезисные параметры (рис. 3.4) свидетельствуют о псевдооднодоменной структуре магнитных минералов в этом образце [Dunlop, 2002], остаточная коэрцитивная сила составляет более 0.02 tesla (200 gauss).

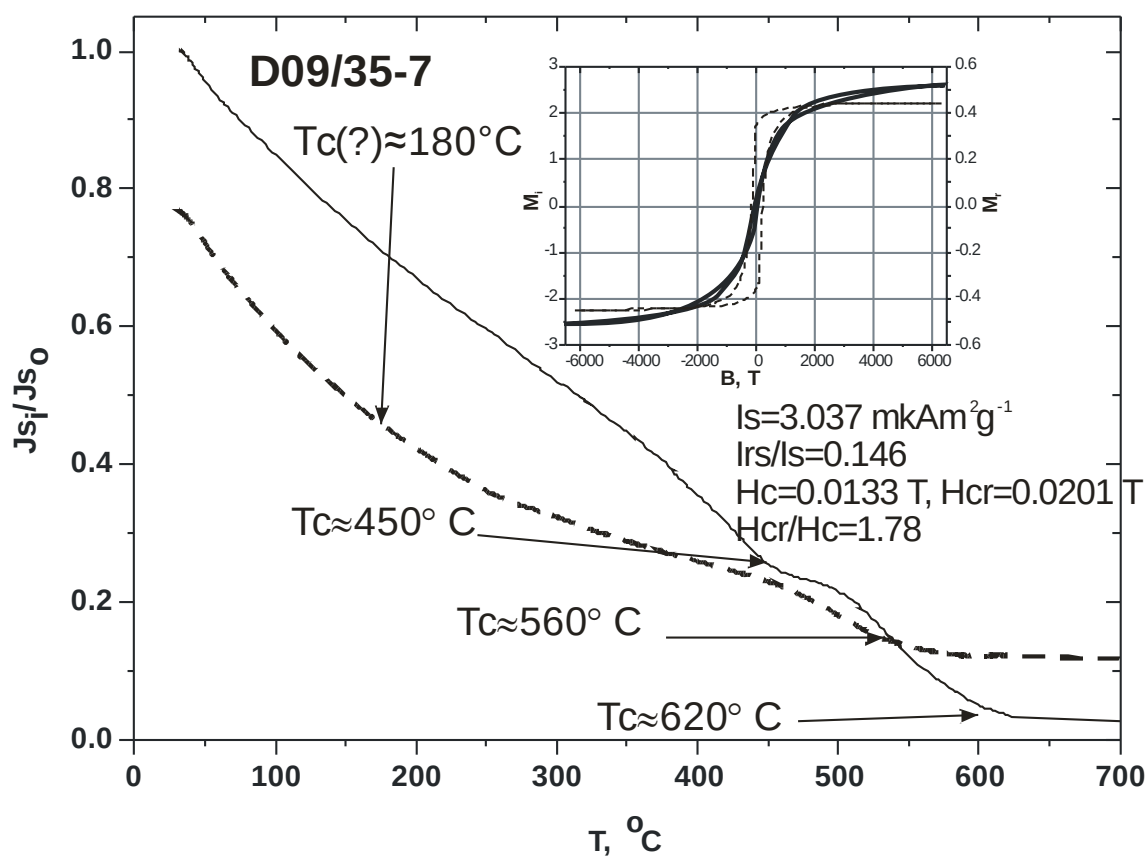
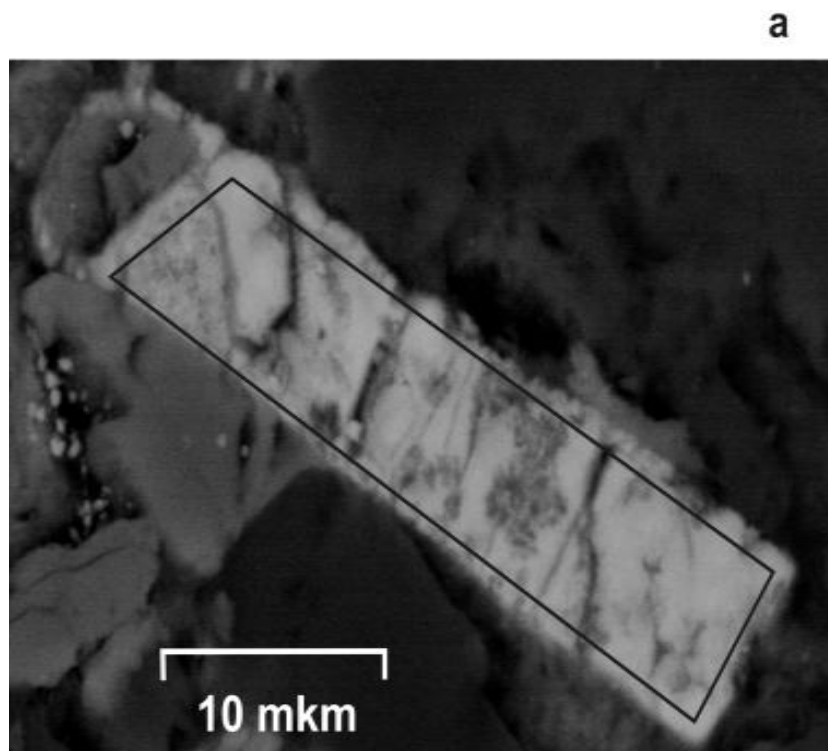
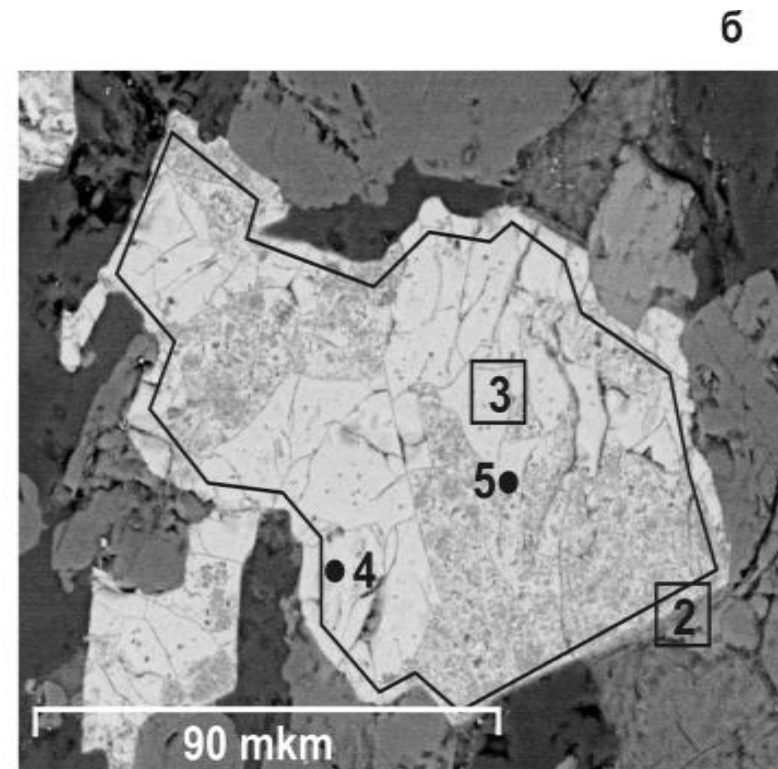


Рис. 3.4. Петромагнитные характеристики состава и структурных особенностей носителей магнетизма пород. Результаты терромагнитного анализа фракций базальтов образца D09/35-7 пород киселевской свиты.

Сопоставление данных о составе и структуре магнитных минералов базальтов, изученных на электронном микроскопе с микроанализатором (рис. 3.5, 3.12), с данными термомагнитного анализа (рис.3.1-3.4) показало: 1) первичные магнитные минералы – это титаномagnetиты различного размера от первых (рис. 3.5 а) до 100 (рис. 3.5б, 3.6а) микрон; 2) согласно оценкам, сделанным по величине TiO_2/FeO^* , доля ульвошпинельного компонента в первичных титаномagnetитах составляла от 0.25 (рис. 3.5а) до 0.75 (рис. 3.5б) при среднем около 0.65 (рис. 3.6а, б); 3) магнитные свойства базальтов в настоящее время связаны с продуктами высокотемпературного распада первичных титаномagnetитов, вероятно на постмагматической стадии. Точки Кюри вновь образованных носителей намагниченности по данным J_s-T составляют от 450 до 600°C. Так как высокотемпературный распад проходил на постмагматической стадии, мы можем считать стабильную компоненту NRM изученных базальтов и андезибазальтов первичной в палеомагнитном отношении.



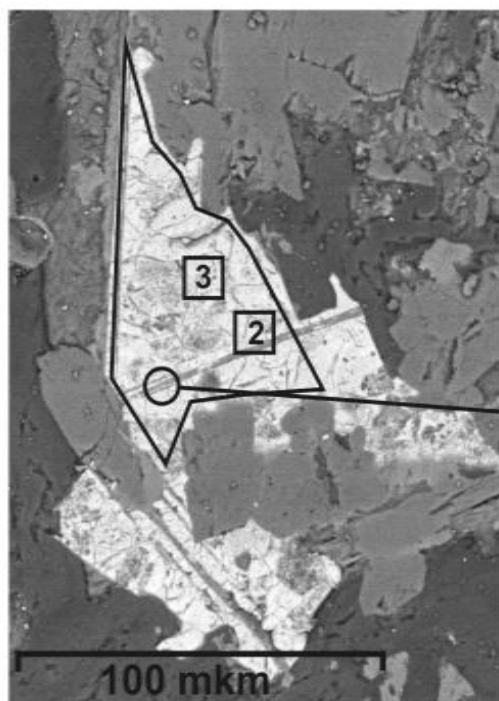
формула соед. № анализа	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	FeO	Сумма
1	2.1	3.42	1.13	7.02	80.41	94.08



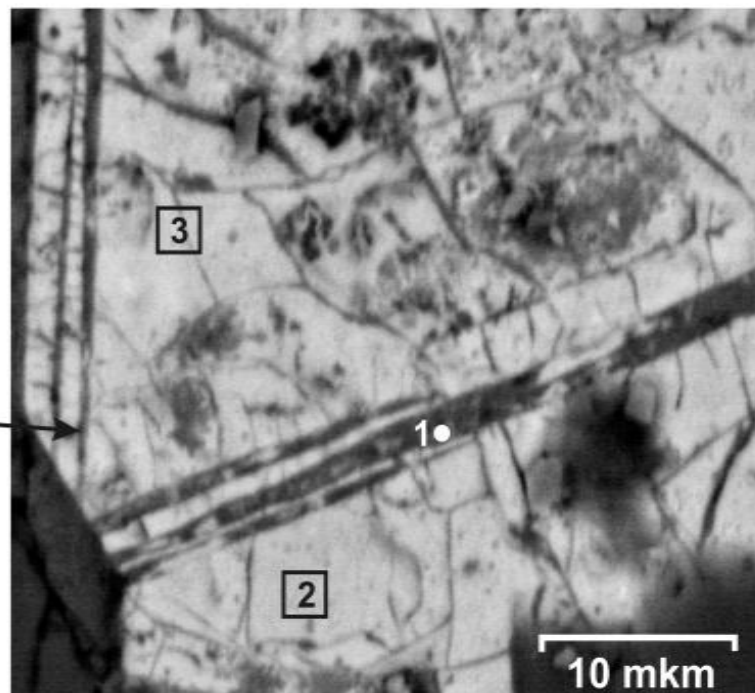
формула соед. № анализа	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	FeO	Сумма
1	2.77	9.22	6.36	31.63	52.7	102.68
2	3.26	15.59	11.99	33.47	42.97	107.28
3	2.31	3.07	2.25	32.7	61.65	101.98
	2.33	-	-	33.45	64.38	100.16
5	1.41	2.97	2.25	20.21	72.19	99.03

Рис. 3.5. Данные микрозондового анализа зерен титаномагнетитов из базальтов

а



б



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. 3.6. Данные микрозондового анализа зерен титаномagnetитов из базальтов

3.1.2. 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. 3.7; приложение Г): NRM – от $1.26 \cdot 10^{-3}$ до 5.83 А/м, k – от $2.29 \cdot 10^{-5}$ до $1.25 \cdot 10^{-1}$ ед. СИ. Распределение NRM явно бимодальное; в первой, немагнитной, группе диапазон измеренных значений составляет от $1.26 \cdot 10^{-3}$ до $2.10 \cdot 10^{-2}$ А/м, во второй, магнитной, группе – от $2.12 \cdot 10^{-2}$ до 5.83 А/м. Слабомагнитную группу составляют образцы в основном осадочных и, отчасти, вулканогенных пород; вторую группу – образцы базальтов и андезибазальтов. Аналогичное поведение отмечается и для величины начальной магнитной восприимчивости измеренных образцов. Слабомагнитная группа по NRM имеет значения k от 2.21E-04 до 1.03E-03 ед. СИ, более магнитная группа – от 3.07E-04 до 1.29E-02 ед. СИ (рис. 3.7; приложение Г).

Отношение Кенигсбергера (Q_n) варьируется от 0.12 до 11.0 (рис. 3.1; приложение Г), при этом его распределение близко логнормальному. Почти у 45% изученных образцов эта величина более единицы, что, так же как и гистерезисные характеристики (рис. 3.1-3.4, приложение Г), свидетельствует о достаточной магнитной жесткости и потенциальной палеомагнитной стабильности. $Q_n > 1$ имеют образцы, составляющие как слабомагнитную (осадки), так и магнитную (базальты) группы (рис. 3.11, приложение Г).

Коэффициент анизотропии начальной магнитной восприимчивости ($A_k = 1 - k_{int}/k_{max}$) имеет размах от долей процента до 8 (рис. 3.7; приложение Г), его распределение так же близко к нормальному с модовым значением немногим более 1%. На зависимости $A_k - k$ (рис. 3.8) можно видеть, что корреляции между этими двумя величинами нет. На диаграмме Д. Флинна [Flinn, 1965] фигуративные точки образцов осадков и базальтов попадают в области линейного и плоскостного типа анизотропии (рис. 3.9),

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 комплекса сильных стрессовых деформаций не испытали, за исключением образцов из приконтактных тектонических зон.

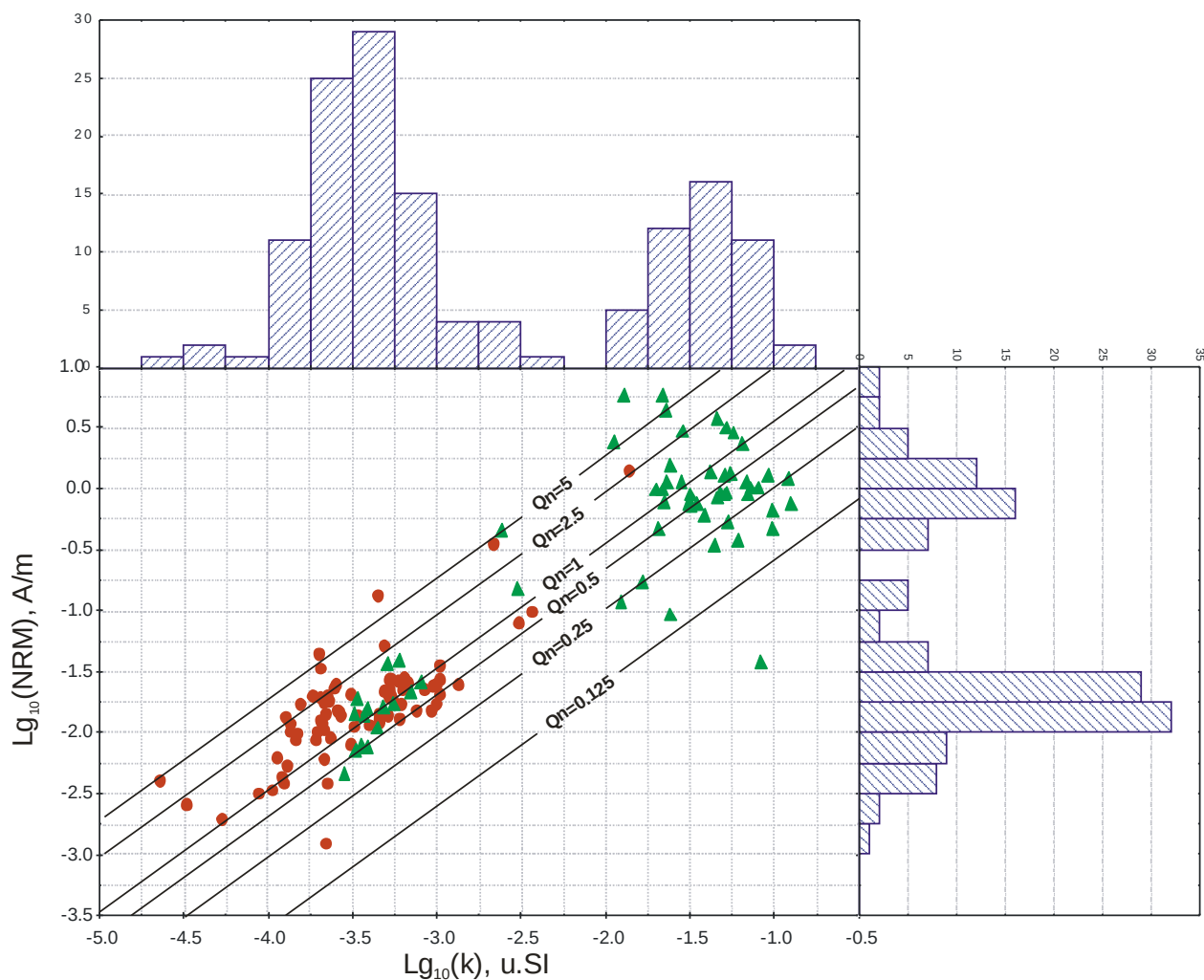


Рис. 3.7. Логарифмическая зависимость величин естественной остаточной намагниченности (NRM) и начальной магнитной восприимчивости (k) образцов вулканогенных и осадочных пород. Зеленый треугольник – осадочные породы. Красный круг – базальты.

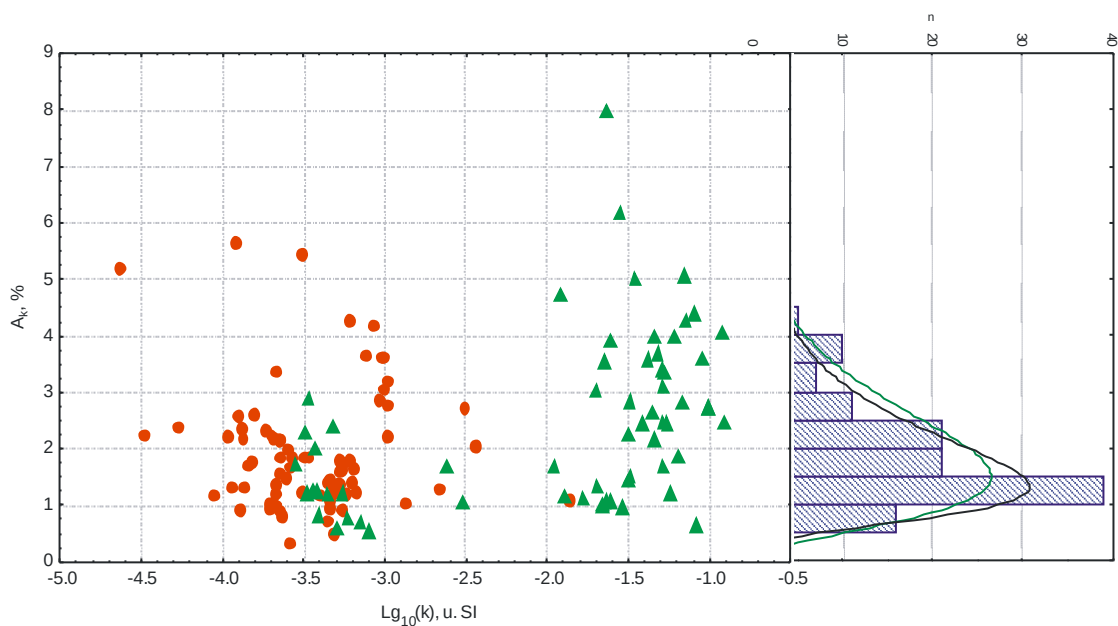


Рис. 3.8. Основные характеристики магнитной текстуры изученных образцов – зависимость величины магнитной анизотропии (A_k) от логарифма начальной магнитной восприимчивости (k_{sp}). Условные обозначения см. рис. 3.7.

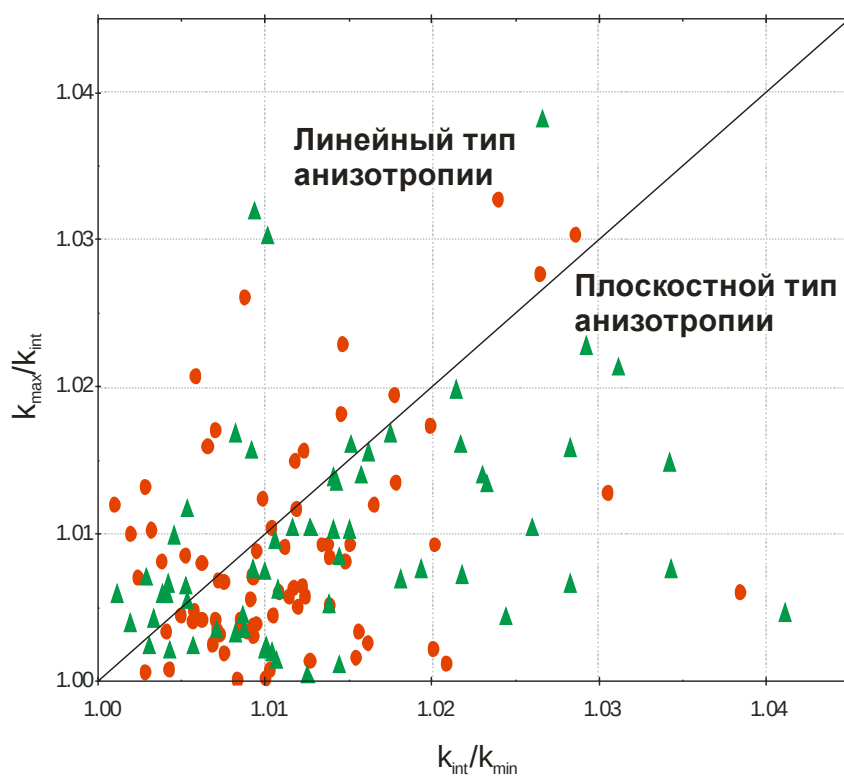


Рис. 3.9. Основные характеристики магнитной текстуры изученных образцов – диаграмма Д. Флинна [Flinn, 1965]. Условные обозначения см. рис. 3.7.

3.2. Палеомагнитная характеристика вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты

По результатам ступенчатого терморазмагничивания (Т-чистка) палеомагнитной коллекции осадочных и вулканогенных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса выявлено около 20% образцов, не пригодных для компонентного анализа. Образцы были отбракованы из-за нестабильного поведения NRM в ходе Т-чистки. Примером такого поведения является образец базальта (D09/36-8, рис. 3.10), для которого на стереограмме, ортогональной диаграмме и зависимости NRM-Т наблюдаются необъяснимые «выбросы» и близкое к хаотичному распределение счищенных направлений NRM, что не позволяет их интерпретировать.

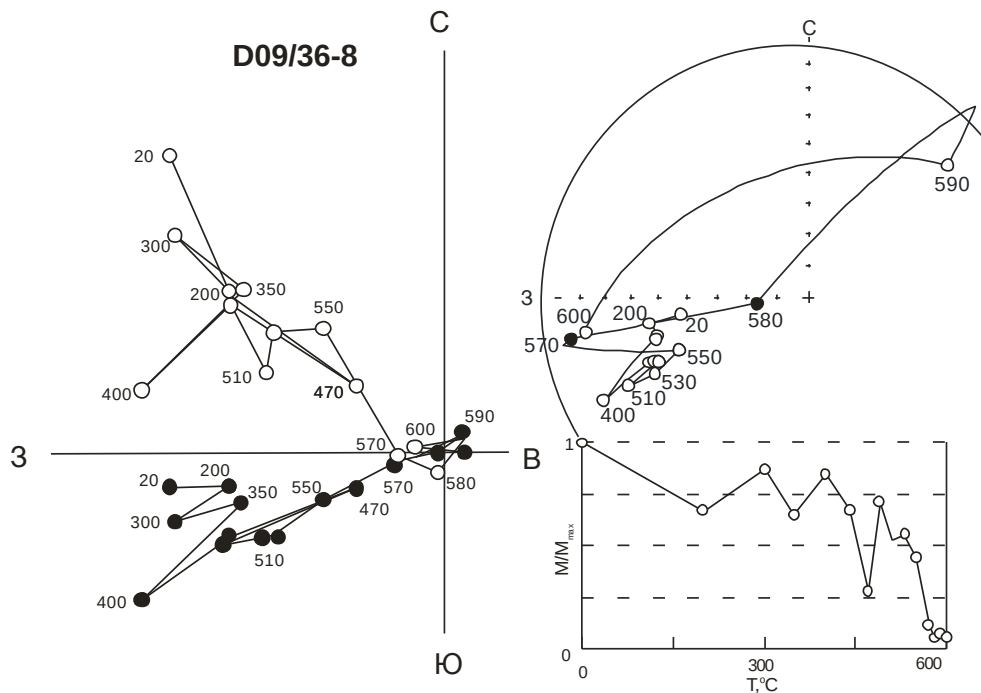


Рис. 3.10. Диаграмма Зийдervельда для вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса образца D09/36-8. Залитые круги, сплошные линии на диаграммах Зийдervельда (стереограммах) – проекция на горизонтальную плоскость (нижнюю полусферу). Полые круги, штриховые линии – на вертикальную плоскость (верхнюю полусферу). Числа у точек на диаграммах Зийдervельда – температура магнитной чистки в °C.

Основная же часть образцов коллекции показала удовлетворительную палеомагнитную стабильность, и в качестве примера на рис. 3.6-3.9 приведены результаты компонентного анализа NRM 8-ми образцов.

Образец базальта D09/34-1 (рис. 3.11) отличается практически идеальной диаграммой Зийдервельда, здесь четко выделяются две компоненты. Первая компонента разрушается Т-чисткой до 300°C, ее направление – $Dec = 324.4^\circ$, $Inc = 40.5^\circ$, близкое к направлению современного геомагнитного поля в районе работ. Высокотемпературная компонента разрушается Т-чисткой до 580°C и имеет направление – $Dec = 303.3^\circ$, $Inc = 4.6^\circ$. Эта компонента на диаграмме Зийдервельда соответствует линейному отрезку, «идущему» в начало координат.

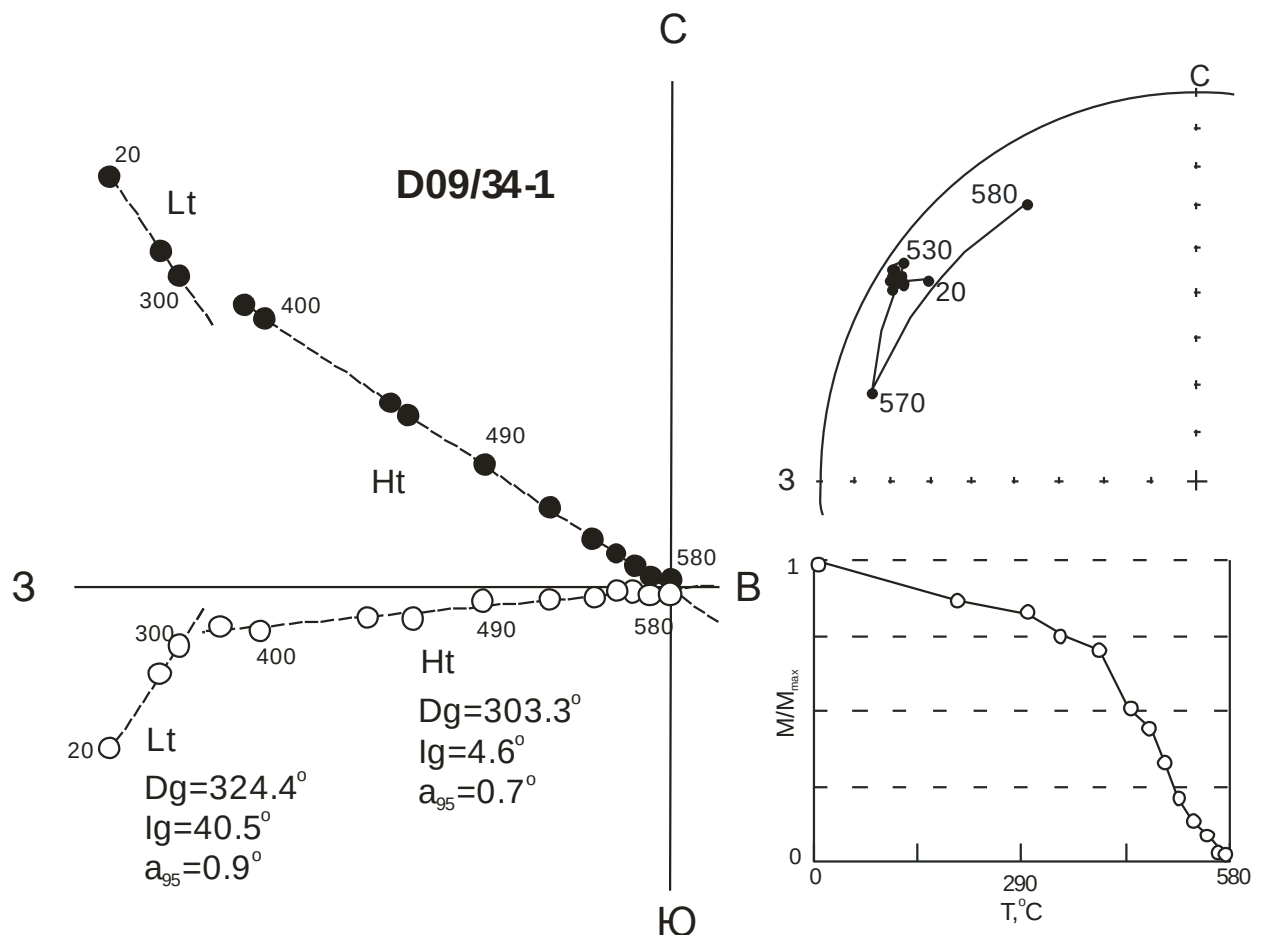


Рис. 3.11. Диаграмма Зийдервельда для вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса образца D09/34-1. Условные обозначения см. на рис. 3.10.

Для образца базальта D09/35-9 (рис. 3.12) просматривается иное поведение. Низкотемпературная компонента разрушается Т-чисткой до 400°C, ее направление – Dec = 113.4°, Inc = 59.3°. Высокотемпературная компонента разрушается Т-чисткой до 600°C и имеет отличное (по магнитной полярности) от других образцов направление – Dec = 29.7°, Inc = 1.9°.

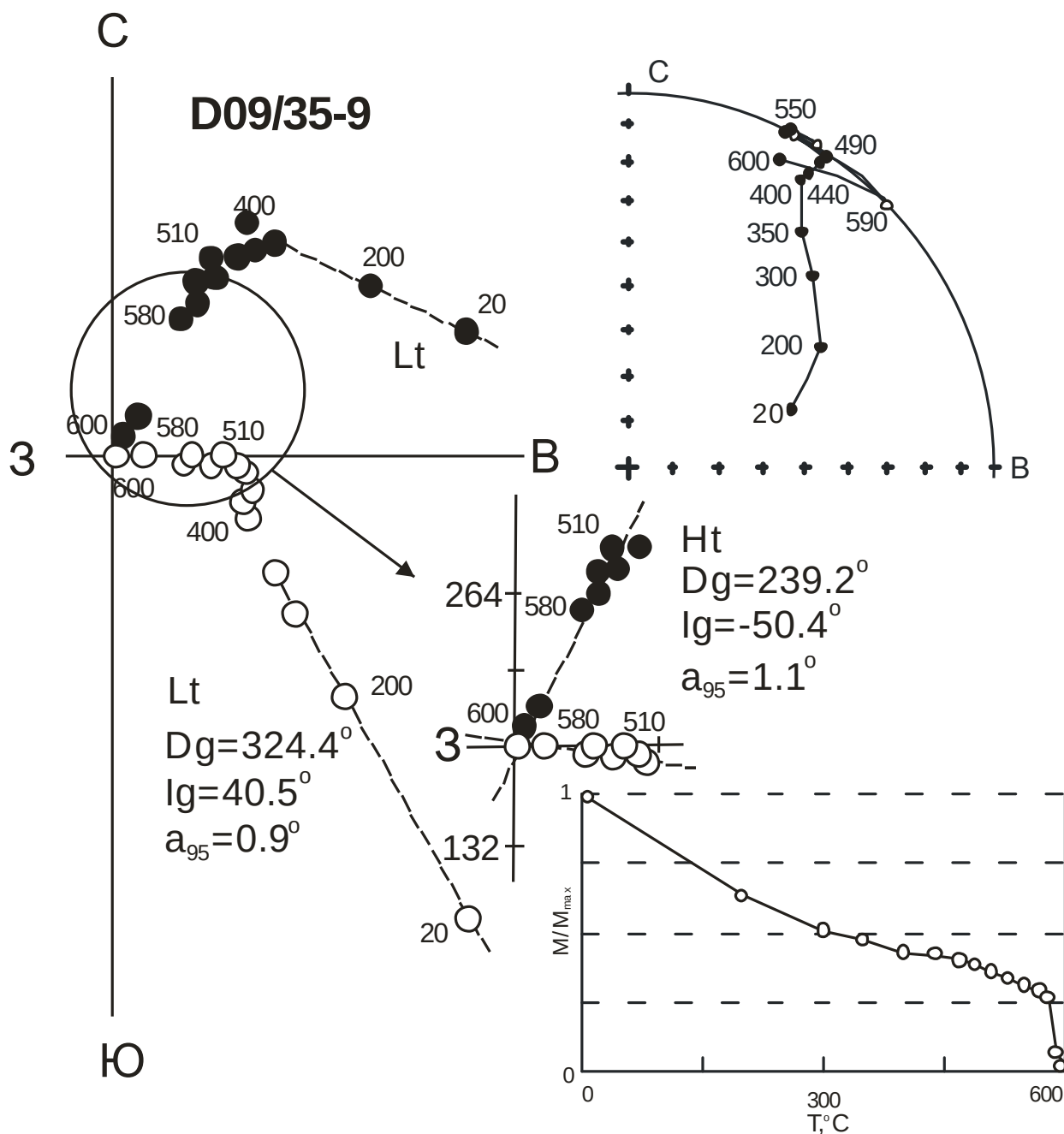


Рис. 3.12. Диаграмма Зийдervельда для вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса образца D09/35-9. Условные обозначения см. на рис. 3.10.

Для образца базальта D09/38-10 (рис. 3.13) низкотемпературная компонента разрушается Т-чисткой до 350-400°C, ее направление – $\text{Dec} = 67.0^\circ$, $\text{Inc} = 51.7^\circ$. Высокотемпературная компонента разрушается Т-чисткой до 650°C, ее направление – $\text{Dec} = 239.2^\circ$, $\text{Inc} = -50.4^\circ$. На зависимости NRM-T хорошо прослеживается наложение антипараллельных компонент; от комнатной температуры до 400°C наблюдается рост интенсивности NRM, после 400°C (?) – спад.

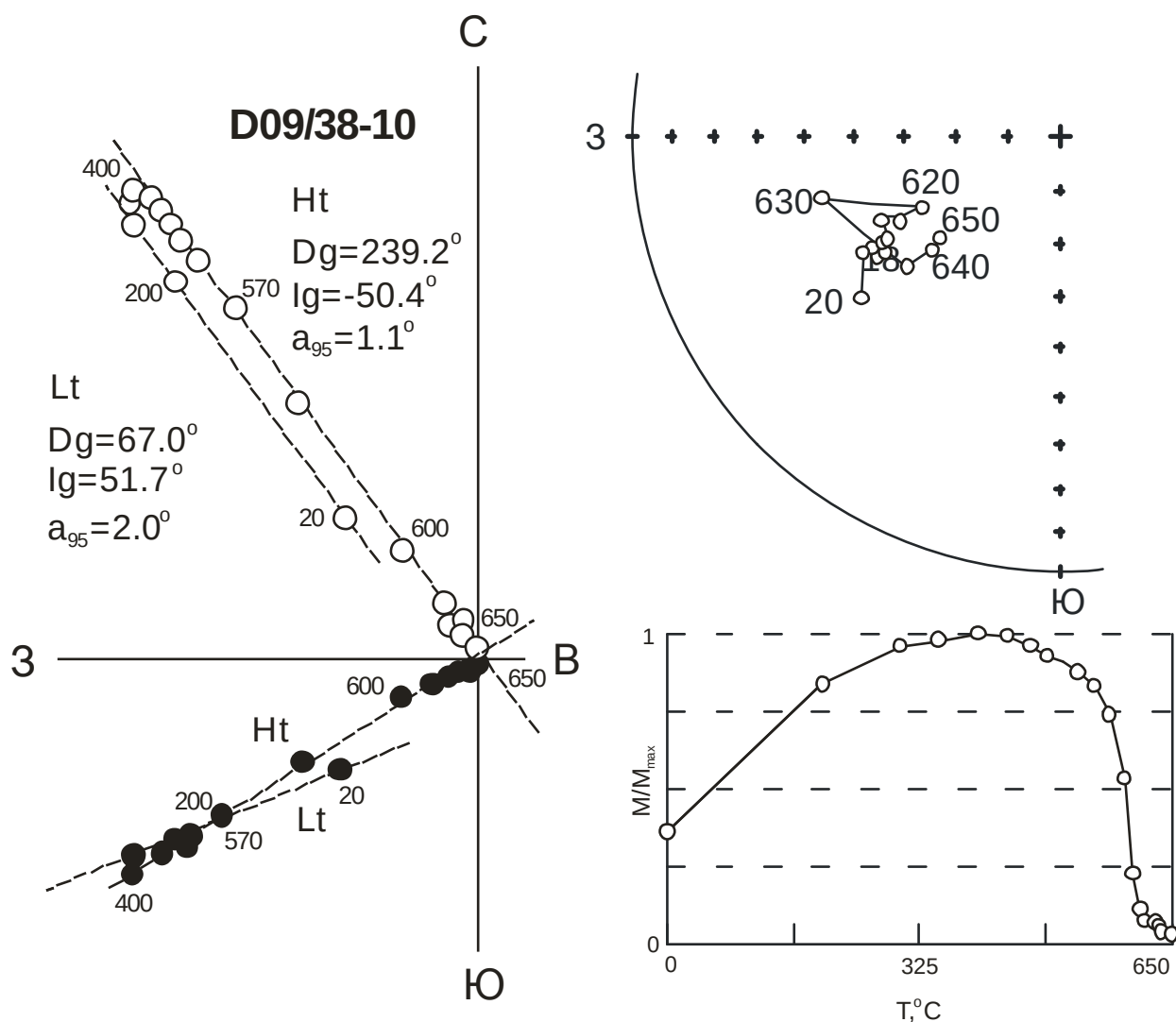


Рис. 3.13. Диаграммы Зийдervельда для вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса образца D09/38-10. Условные обозначения см. на рис. 3.10.

Для образца базальта D09/38-5 (рис. 3.14) на диаграмме Зийдервельда выделяются две компоненты: низкотемпературная – при Т-чистке до 300°C – $\text{Dec} = 115.4^\circ$, $\text{Inc} = 10.0^\circ$ и высокотемпературная – при Т-чистке до 635°C с направлением $\text{Dec} = 124.4^\circ$, $\text{Inc} = 14.0^\circ$.

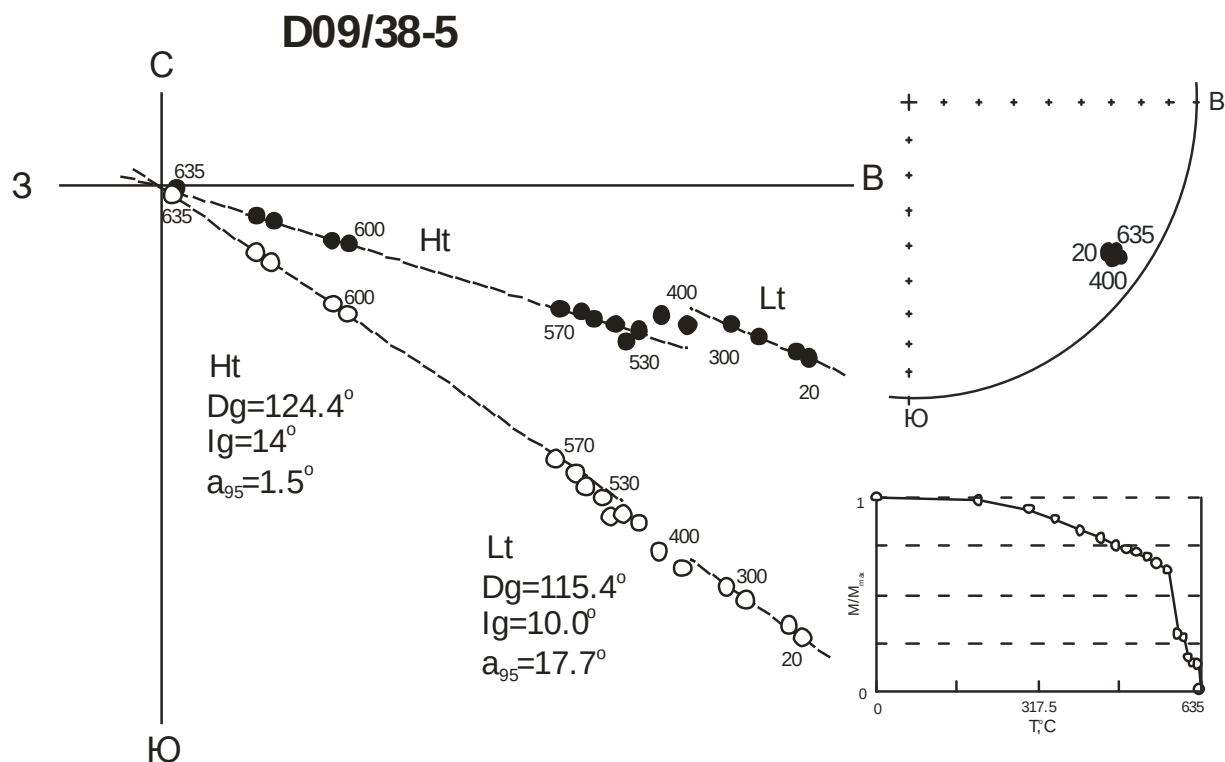


Рис. 3.14. Диаграмма Зийдервельда для вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса образца D09/38-5. Условные обозначения смотри на рис. 3.10.

Анализ поведения направлений NRM образца базальта D09/35-7 (рис. 3.15) показал наличие двух компонент. Низкотемпературная компонента разрушается при Т-чистке до 300°C и имеет направление $\text{Dec} = 214.8^\circ$, $\text{Inc} = 78.6^\circ$. Высокотемпературная – разрушается при Т-чистке до 600°C с направлением $\text{Dec} = 285.7^\circ$, $\text{Inc} = -1.1^\circ$.

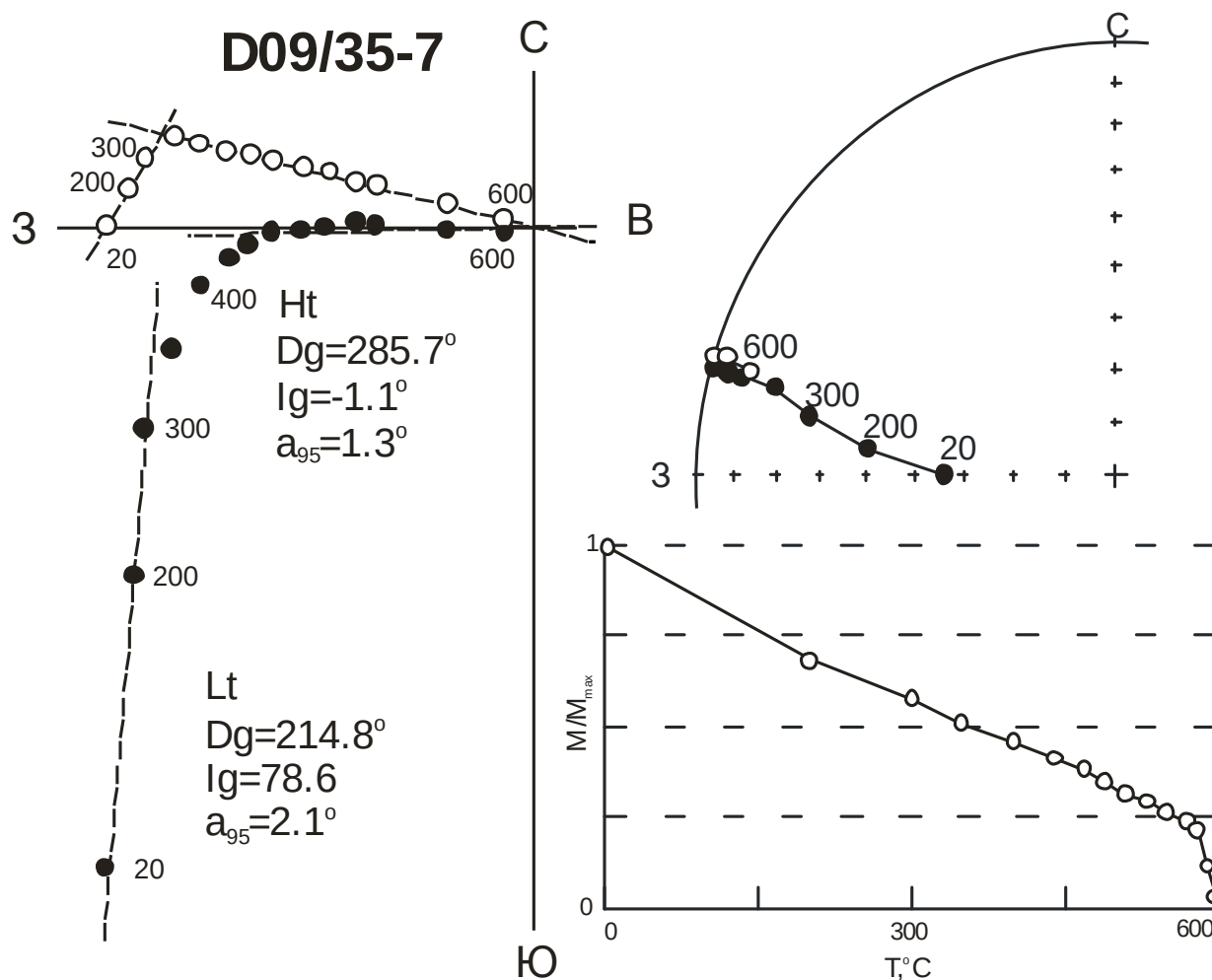
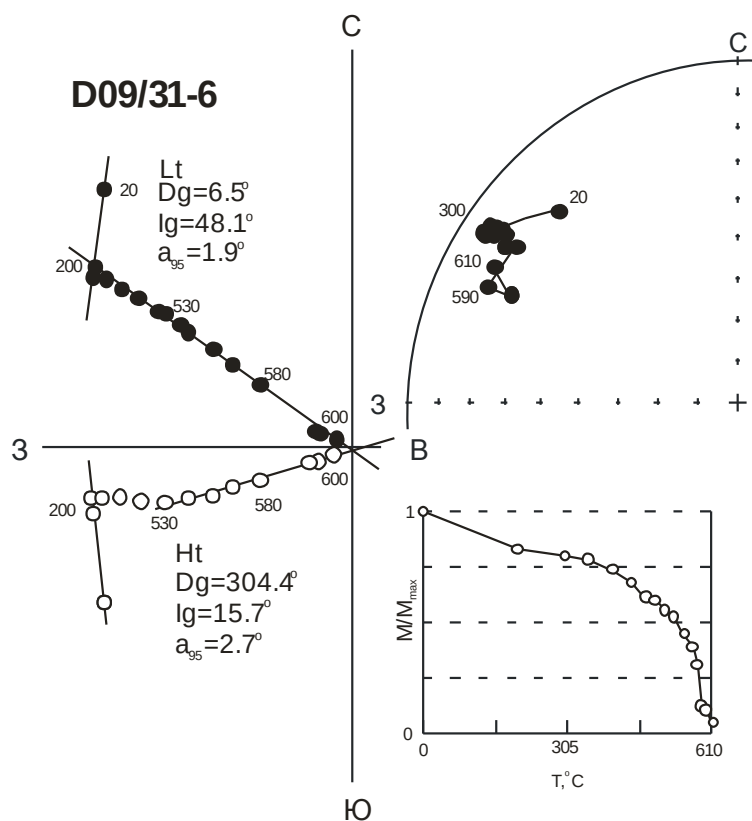


Рис. 3.15. Диаграммы Зийдervельда для вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса образца D09/35-7. Условные обозначения смотри на рис. 3.10.

Для образца D09/31-6 (рис. 3.16a) выделяются две компоненты: низкотемпературная, разрушаемая до $T=300^\circ C$, имеет направление $Dec = 6.5^\circ$, $Inc = 48.1^\circ$ и высокотемпературная – $Dec = 305.4^\circ$, $Inc = 15.7^\circ$.

На диаграмме Зийдervельда образца D09/41-4 (рис. 3.16б) выделяются следующие компоненты: низкотемпературная до $T=300^\circ C$ ($Dec = 282.9^\circ$, $Inc = 11.8^\circ$) и высокотемпературная до $T=660^\circ C$ ($Dec = 298.3^\circ$, $Inc = -8.4^\circ$).

a)



б)

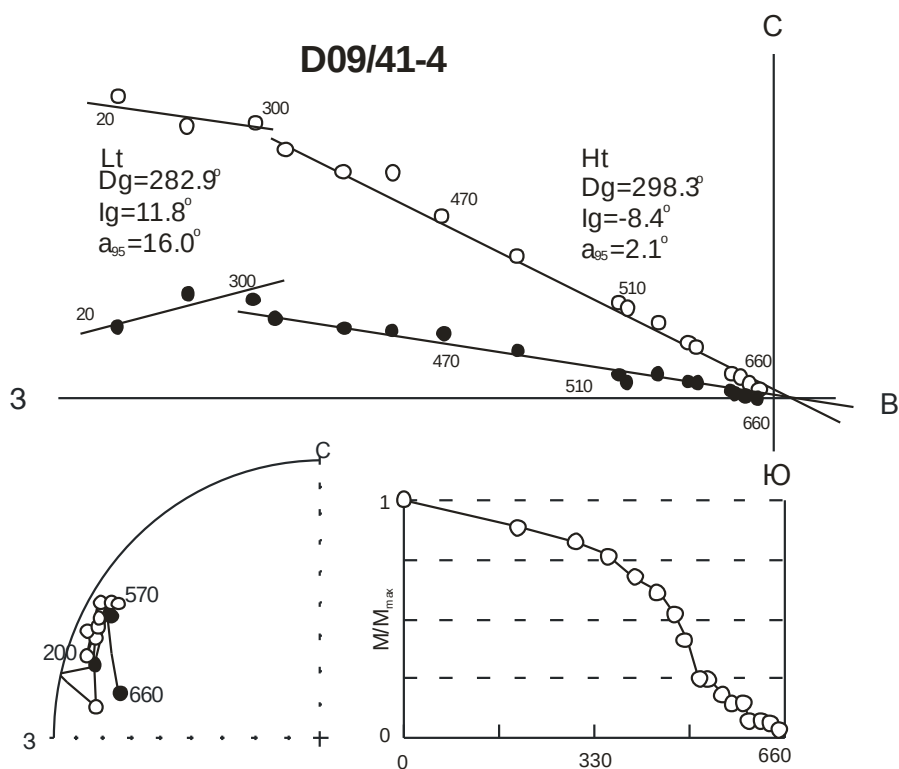


Рис. 3.16. Диаграммы Зийдervельда для вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса: а – D09/31-6; б – D09/41-4. Условные обозначения см. на рис. 3.10.

Анализ выделенных компонент NRM всех изученных образцов показал наличие двух статистически значимых компонент. Первая разрушается Т-чисткой до 300-400°C и имеет направление $Dec = 351.7^\circ$, $Inc = 58.5^\circ$ ($K=2.3$, $\alpha_{95}=31.8$), близкое к направлению современного геомагнитного поля в районе работ – $Dec = 347.7^\circ$ и $Inc = 58.5^\circ$. Вторая компонента NRM, высокотемпературная, выделяется при Т-чистке до 560-620°C.

Фигуративные точки единичных направлений этой компоненты для большинства образцов располагаются на стереограмме в 3 и 4 квадрантах, и только для образцов точки D10/4 – в первом. Мы полагаем, что намагничивание образцов из точки D10/4 проходило в обратном магнитном поле, нежели намагничивание образцов других 15 точек (приложение В). Поэтому при расчетах средних направлений этой компоненты направления образцов точки D10/4 обращались в другую полярность.

Среднее направление по всем образцам ($n=112$) в географической и стратиграфической системах координат составляет $Dec=291.8$, $Inc=6.8$ и $Dec=275.3$, $Inc=-31.9$, соответственно, при этом в стратиграфической системе координат кучность немного выше, а их соотношение составляет 1.21 (приложение В). Соотношение кучностей для средних направлений на уровне 16 сайтов составляет 1.55 (приложение В), при процедуре ступенчатого распрямления складки максимальная кучность достигается при 107% распрямлении (рис. 3.17). Распределение средних направлений по всем 16 точкам в обеих системах также показано на рис. 3.17.

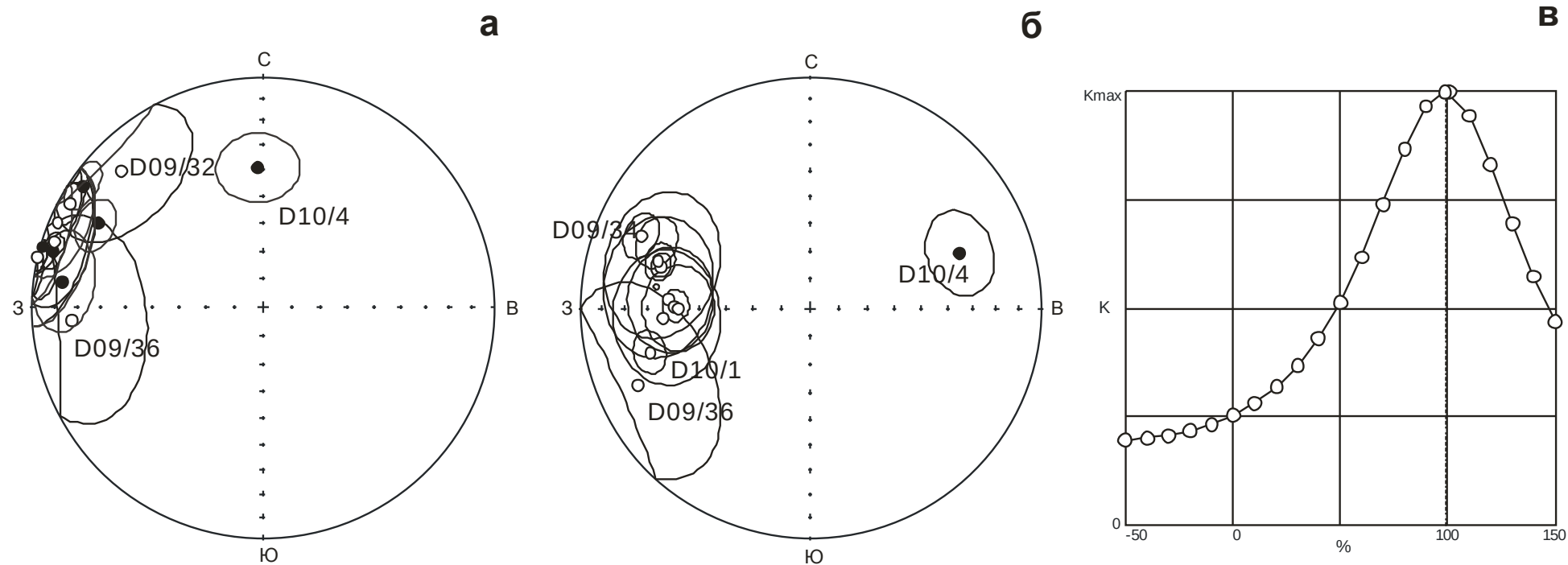


Рис. 3.17. Стереогаммы распределения направлений высокотемпературной компоненты NRM пород киселевской свиты в современной (а) и древней (б) системах координат; в – график изменения кучности распределения при пропорциональном распрямлении складки. Залитые знаки – проекция на горизонтальную плоскость, полые – на вертикальную. К – кучность векторов намагниченности, % – степень распрямления складки.

3.3. Анализ результатов и общие выводы по материалам главы 3

На основании анализа мировых палеомагнитных данных принято считать [Van der Voo, 1990; Butler, 1992], что внутрисайтовое определение с $k > 30$ и $\alpha_{95} < 15^\circ$ можно рассматривать как минимально приемлемое для расчета положения виртуального геомагнитного полюса. В нашем случае эти статистические параметры составляют $k = 6.5$ и $\alpha_{95} = 15.7^\circ$. Для дальнейшего анализа мы рассчитали среднее направление только по тем сайтам, для которых $\alpha_{95} \leq 30^\circ$, таких оказалось 11 с общим количеством образцов 73 (приложение В), среднее направление для которых в географической и стратиграфической системах координат составляет $\text{Dec} = 285.9^\circ$, $\text{Inc} = -0.4^\circ$ и $\text{Dec} = 268.5^\circ$, $\text{Inc} = -34.3^\circ$, соответственно, при этом в стратиграфической системе координат кучность существенно выше, и их соотношение составляет уже 1.93 (приложение В). Соотношение кучностей для средних направлений по 11 сайтам составляет 5.29 (приложение В), при процедуре ступенчатого распрямления складки максимальная кучность достигается при 100% распрямлении (рис. 3.17). Распределение средних направлений по всем 11 точкам в обеих системах координат также показано на рис. 3.17.

Среднее направление по 11 сайтам в стратиграфической системе координат с $\text{Dec} = 263.6^\circ$, $\text{Inc} = -33.8^\circ$, $k = 33.3$, $\alpha_{95} = 8.0^\circ$ использовано в дальнейших расчетах. Во-первых, для этого направления имеется позитивный тест складки [Enkin, 2003] – кучность в стратиграфической системе координат существенно выше как на уровне образцов, так и на уровне сайтов (приложение В, рис. 3.5). Во-вторых, в разрезе киселевской свиты имеются образцы с прямой и обратной полярностью, но так как последние по количеству явно преобладают ($> 90\%$, приложение В), тест обращения имеет неопределенный характер. Поэтому среднее направление высокотемпературной компоненты осадочных и вулканогенных пород в стратиграфической системе координат на уровне сайтов (рис. 3.17) принимается за характеристическую остаточную намагниченность, близкую по времени образования возрасту изучаемых пород – около 135 млн. лет.

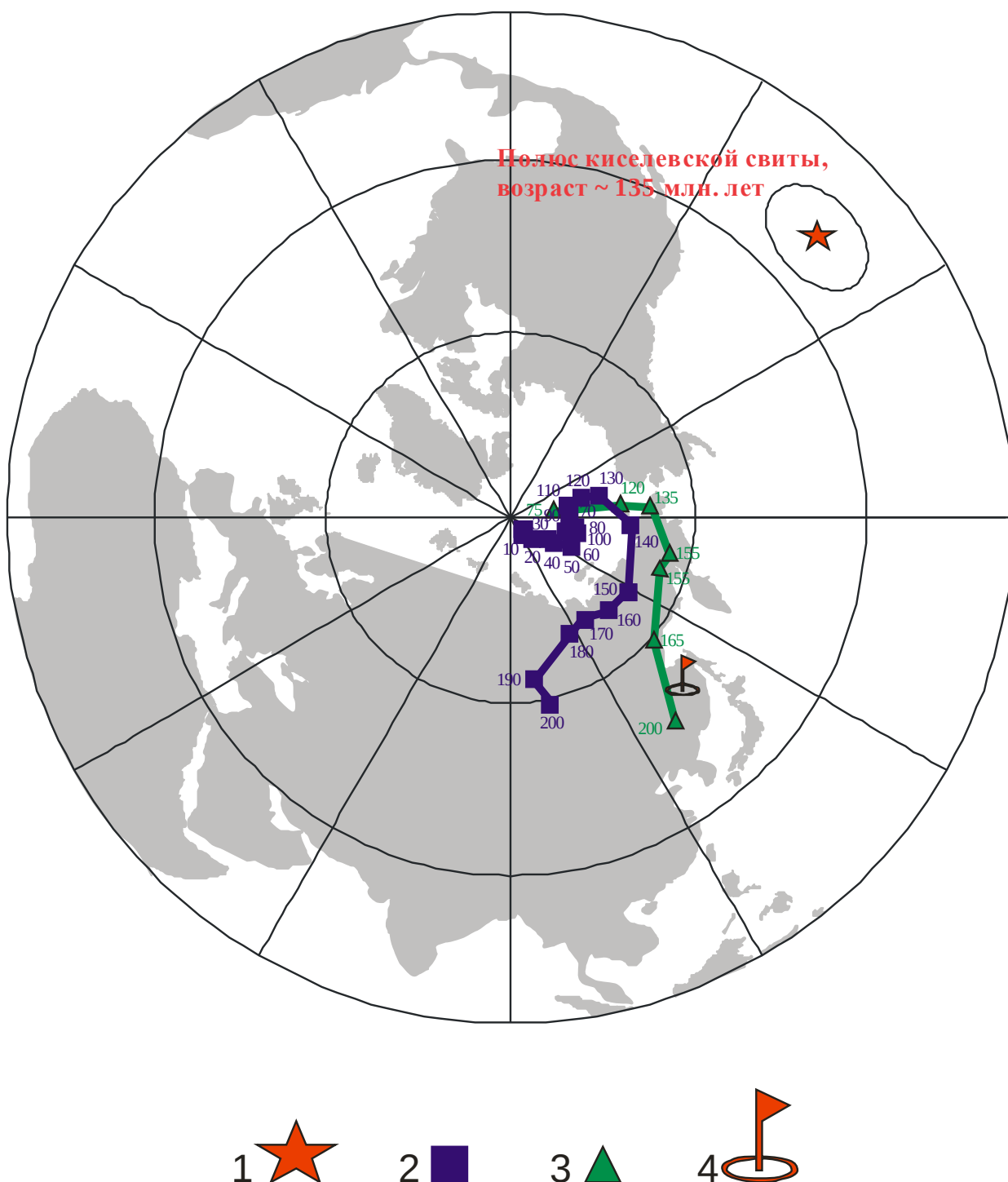


Рис. 3.18. Положения палеомагнитного полюса вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты и ТКМП стабильной Евразии [Torsvik et al., 2008] и Сибири [Метелкин и др., 2008]: 1 – полюс нижнемеловых пород киселевской свиты; 2 – ТКМП стабильной Евразии [Torsvik et al., 2008]; 3 – ТКМП Сибири [Метелкин и др., 2008]; 4 – современное положение киселевской свиты. Вокруг фигуративных точек полюсов обозначен овал доверия α_{95} . Равноплощадная стереографическая проекция Шмидта.

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. 3.18), палеоширота формирования пород киселевской свиты составляла $18\pm5^\circ$ с.ш.

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

3.5. Первое защищаемое положение

В результате петро- и палеомагнитных исследований нижнемеловых осадочных и вулканогенных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса выделена характеристическая компонента NRM, определены соответствующие ей палеомагнитный полюс ($Plat=18.6^\circ$, $Plong=222.4^\circ$, $dp=5.2$, $dm=9.1^\circ$) и палеоширота ($18\pm5^\circ$ с.ш.). Их сопоставление с палеомагнитными данными по стабильной Евразии (Torsvik et al., 2008) и Сибири [Метелкин и др., 2008] для этого времени свидетельствует о крупноамплитудных горизонтальных перемещениях пород свиты в составе Киселевского блока с раннего по поздний мел.

Глава 4. ПЕТРОМАГНИТНАЯ И ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД УТИЦКОЙ СВИТЫ АМУРСКОГО КОМПЛЕКСА

Как уже указывалось в главе 1, вторым объектом для петро- и палеомагнитных исследований являлись вулканогенные и осадочные породы утицкой свиты Журавлево-Амурского террейна [Геодинамика..., 2006], Амурского комплекса по [Натальин, 1991] или Чаятынской подзоны Нижнеамурской структурно-формационной зоны по [Кириллова, Анойкин, 2001], или Приамурской подзоны Западно-Сихотэ-Алиньской структурно-формационной зоны по [Кайдалов и др., 2007], из которой нами было отобрано 179 ориентированных образцов (всего 12 точек-сайтов), из них 37 галек из внутриформационных конгломератов.

4.1. Петромагнитная характеристика пород утицкой свиты

4.1.1. Характеристика носителей намагниченности пород

По данным термомагнитного анализа алевролитов и песчаников (рис. 4.1а, б) однозначно определить основной носитель магнетизма этих пород не представляется возможным. По зависимостям J_s - T этих пород можно заключить, что концентрация магнитных минералов в них крайне незначительная, а представлены они: 1) маггемитом – небольшие перегибы на графиках зависимостей в диапазоне температур 350-450° и существенное возрастание намагниченности насыщения после первого нагрева (рис. 4.1б), фиксирующее переход маггемита в магнетит (полагаем, что в процессе нагрева в утрамбованный в специальной немагнитной кювете порошок, кислород не поступал); 2) магнетитом и его катион-дефицитной модификацией с точками Кюри от 570 до 600°С (рис. 4.1а, б). Появление магнетита связано, полагаем, как с его первоначальным присутствием в

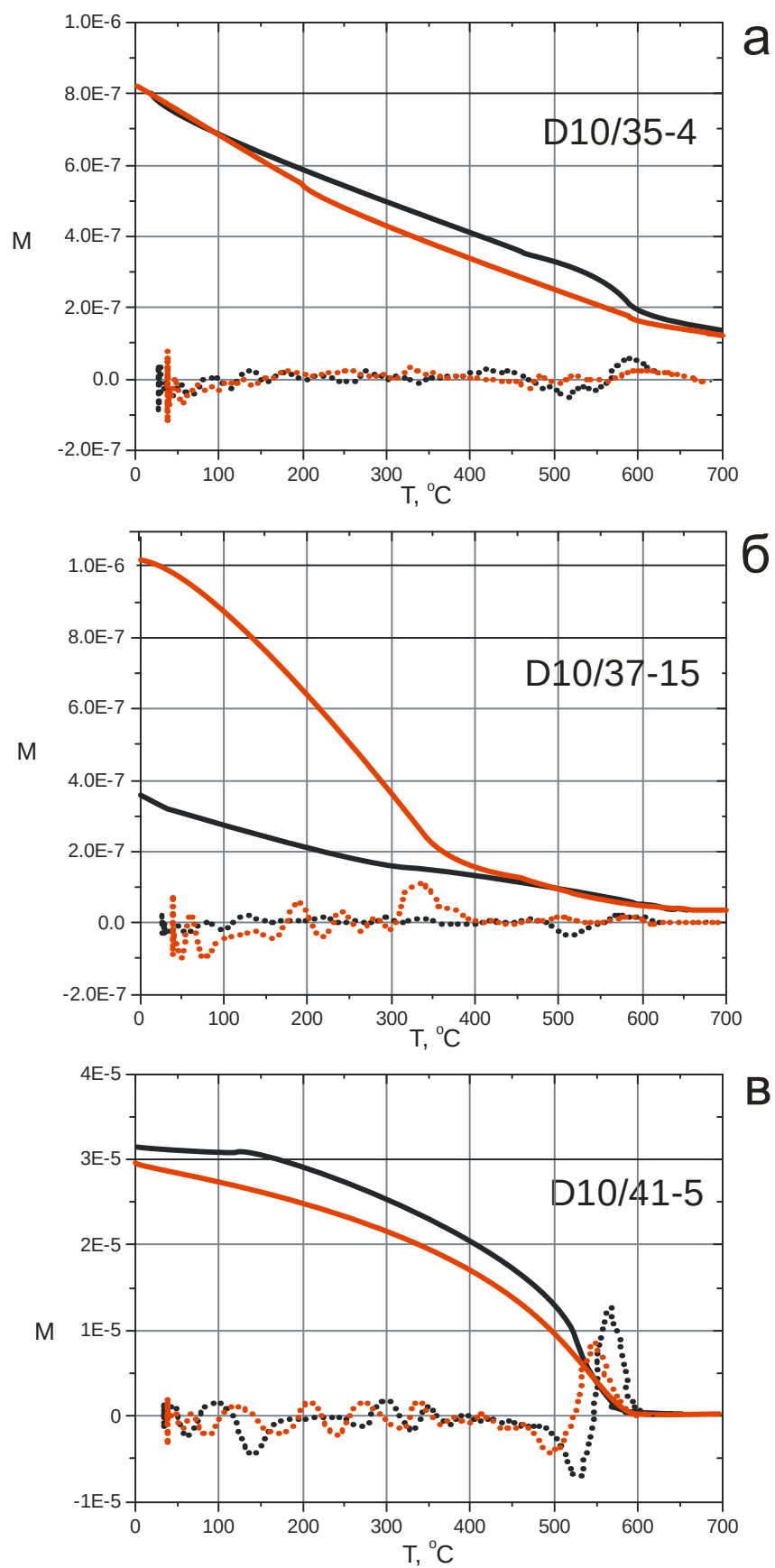


Рис. 4.1. Зависимости намагниченности насыщения от температуры вулканогенных и осадочных пород утицкой свиты: а – песчаник D10/35, б – алевролит D10/37-15, в – андезибазальт D10/41-5.

исследуемых алевролитах и песчаниках утицкой свиты, так и с его новообразованием в процессе лабораторного нагрева (гематита на зависимостях J_s - T первого и второго нагрева не видно); величина J_s после первого нагрева увеличивается в несколько раз (рис. 4.1б), а иногда и на порядок. Крайне низкая концентрация первичного носителя намагниченности и появление вторичного магнитного минерала в процессе лабораторного нагрева характеризуют эти породы как малопригодные для палеомагнитных исследований, особенно с применением термочистки.

Иным поведением намагниченности насыщения в процессе нагрева характеризуются вулканические породы утицкой свиты. Зависимости J_s - T этих образцов имеют ярко выраженный Q-тип с точками Кюри при первом нагреве, близкими магнетиту (рис. 4.1в), и немного меньше при повторном нагреве – 540-560°C, что, полагаем, связано с регомогенизацией окисленных первичных низкотитанистых титаномagnetитов, кристаллизовавшихся в вулканиках – продуктах магматической активности сеноман-туронской островной дуги. Андезиты, андезибазальты демонстрируют стабильность к лабораторным нагревам – отношение величин намагниченности насыщения после и до нагрева близко 1 (рис. 4.1в).

4.1.2. 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. 4.2, приложение Д): NRM – от $5.1 \cdot 10^{-5}$ до 6.0 А/м, k – от $1.1 \cdot 10^{-5}$ до $1.43 \cdot 10^{-1}$ ед СИ. Распределение NRM явно бимодальное при среднем, равном 0.36 ± 0.95 и медианном, равном $6.48 \cdot 10^{-4}$ А/м. В первой, слабомагнитной, группе, в которую входят как осадочные, так и вулканические породы (рис. 4.2), диапазон измеренных значений составляет от $5.1 \cdot 10^{-5}$ до $1 \cdot 10^{-2}$ А/м, во второй, магнитной, группе – от $1 \cdot 10^{-1}$ до 6 А/м.

В слабомагнитную группу входят образцы в основном осадочных и, отчасти, вулканогенных пород – риолиты; вторую группу составляют исключительно образцы андезибазальтов и базальтов. Аналогичное поведение отмечается и для величины начальной магнитной восприимчивости измеренных образцов. Слабомагнитная группа имеет значения начальной магнитной восприимчивости от $1.1 \cdot 10^{-5}$ до $\sim 2 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, магнитная группа – от $2.5 \cdot 10^{-3}$ до $1.3 \cdot 10^{-1}$ ед. СИ (рис. 4.2).

Отношение Кенигсбергера (Q_n) варьируется от 0.004 до 7.78 (рис. 4.2, 4.3, приложение Д), а его распределение близко экспоненциальному. 84% изученных образцов имеют Q_n менее 1, при этом у почти 74% образцов Q_n менее 0.2. Это свидетельствует о значительном преобладании индуктивной намагниченности над остаточной у значительной части изученных пород утицкой свиты и, соответственно, об их невысокой палеомагнитной стабильности.

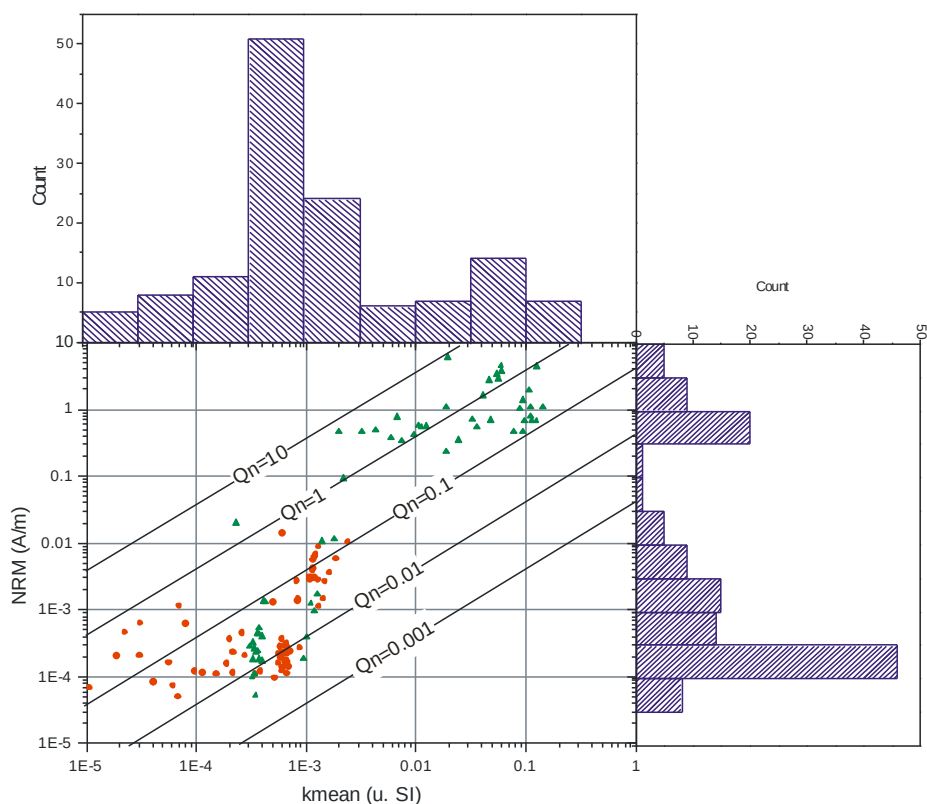


Рис. 4.2. Зависимость величин естественной остаточной намагниченности (NRM) и начальной магнитной восприимчивости (k) образцов вулканогенных и осадочных пород утицкой свиты. Красные круги – осадочные породы, зеленые треугольники – вулканиды.

Всего лишь у 21 образца из 133 изученных $Q_n > 1$ (рис. 4.2, 4.3, приложение Д), все они относятся к вулканическим породам – это или андезиты, или андезибазальты, отобранные на небольшом по протяженности участке разреза утицкой свиты выше устья ручья Медвежий (см. гл. 1, рис. 1.8). Именно эти образцы имеют достаточную магнитную жесткость и потенциальную палеомагнитную стабильность.

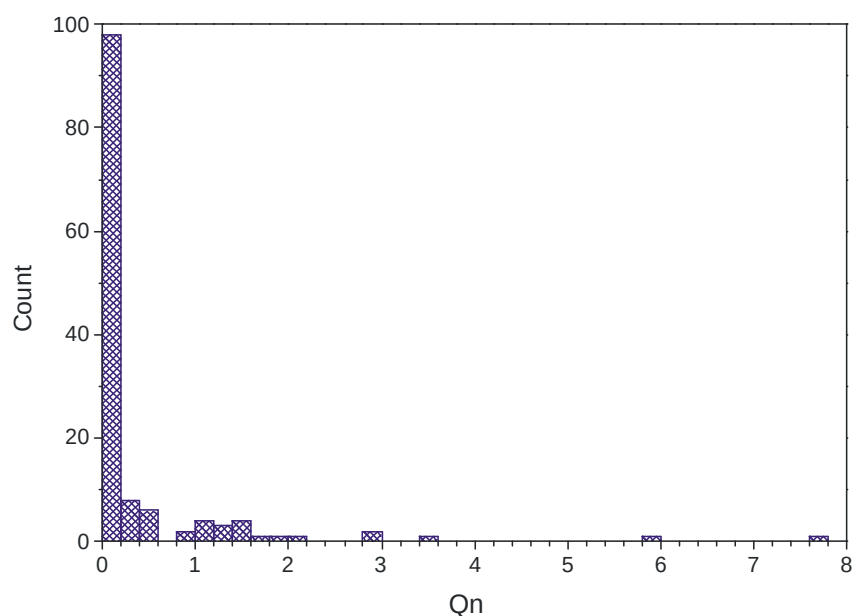


Рис. 4.3 Гистограмма распределения коэффициента Кенигсбергера (Q_n)

4.1.3. Анизотропия начальной магнитной восприимчивости и направления главных осей ее эллипсоида

Коэффициент анизотропии начальной магнитной восприимчивости ($A_k = 1 - k_{int}/k_{max}$) у всех изученных образцов имеет размах от 0.56 до 13.52% со средним, равным 2.12%, его распределение отчетливо бимодально с растянутым "хвостом" почти до 14% (рис. 4.4а, приложение Д). Первую группу с модовым значением $A_k \sim 1\%$ составляют образцы как осадочных пород, так и вулканических, вторую – с модовым значением $A_k \sim 3.5\%$ составляют в основном образцы осадочных пород. На зависимостях $A_k - k$ и $A_k - NRM$ (рис. 4.4б) можно видеть, что корреляции между A_k , с одной стороны, и k , NRM , с другой – нет.

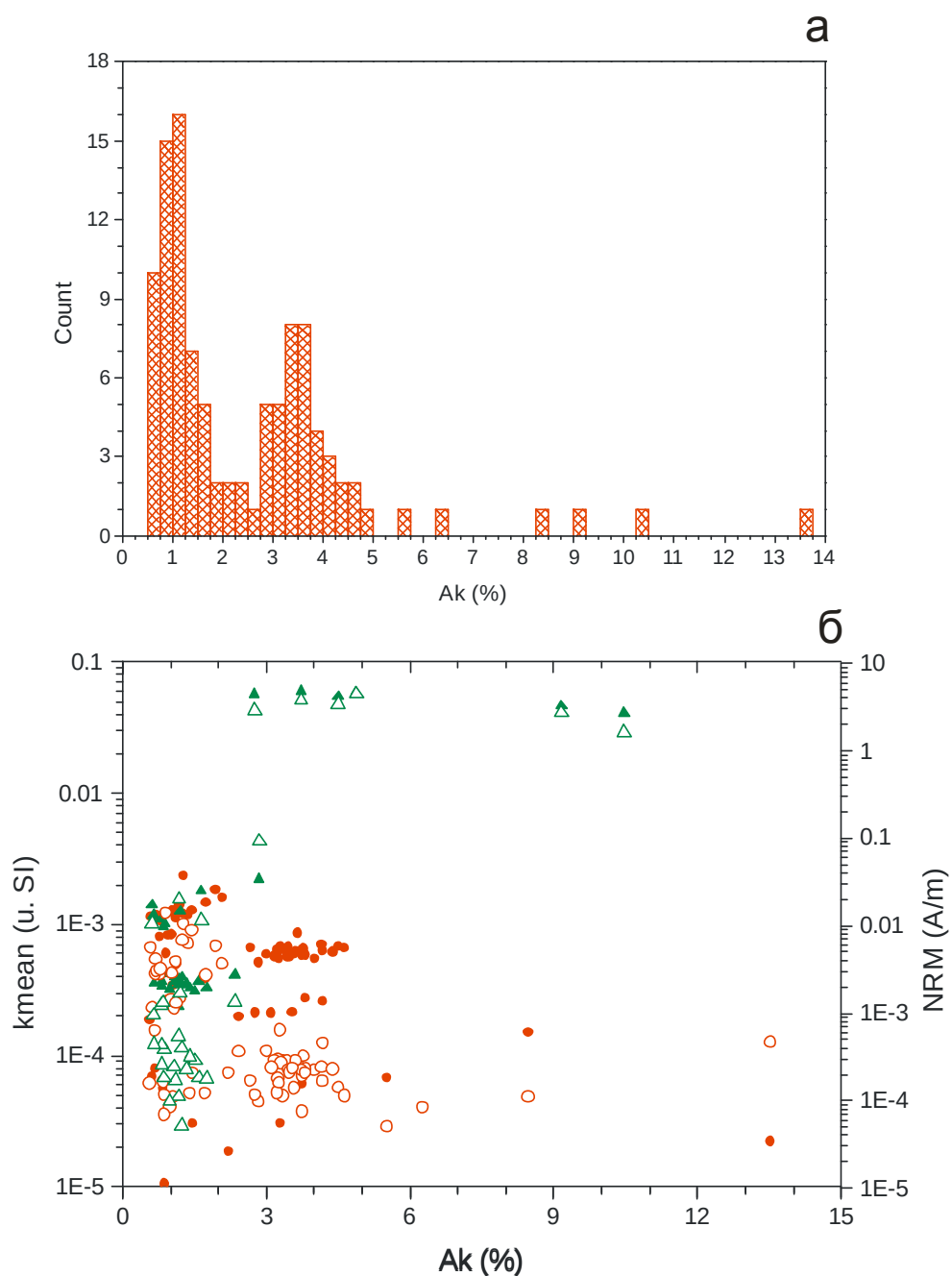


Рис. 4.4. Характеристика анизотропии начальной магнитной восприимчивости пород утицкой свиты: а – распределение коэффициента анизотропии начальной магнитной восприимчивости $A_k=1-k_{int}/k_{max}$; б – зависимости коэффициента анизотропии начальной магнитной восприимчивости и величин начальной магнитной восприимчивости, естественной остаточной намагниченности. Красный круг – осадочные породы, зеленый треугольник – вулканы. Залитые и полые знаки означают фигуративные точки зависимости A_k - k и A_k -NRM, соответственно.

На диаграмме Д. Флинна [Flinn, 1965] фигуративные точки образцов осадков и вулканитов попадают в основном в область плоскостного типа анизотропии (рис. 4.5), но встречаются также образцы с преобладанием линейного типа. Более наглядно предпочтение изученных пород утицкой свиты магнитной текстуре плоскостного типа демонстрирует график распределения параметра $E_k = (k_{int} \times k_{int}) / (k_{min} \times k_{max})$, где отчетливо видна правая асимметрия, т.е. плоскостная. Отметим здесь, что магнитная текстура плоскостного типа является первичной и для осадочных пород, и для вулканитов из потоков. Среднее значение коэффициента E_k равно 1.006 при медианном – 1.003 (рис. 4.6).

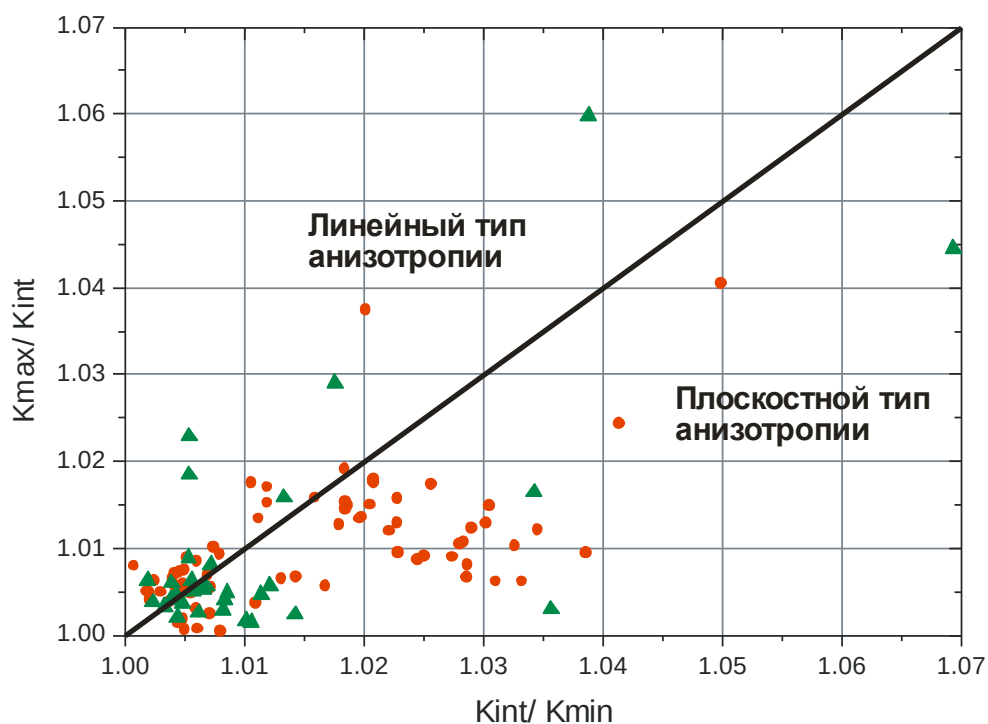


Рис. 4.5. Характеристика магнитной текстуры изученных образцов – диаграмма Д. Флинна [Flinn, 1965]: красный круг – осадочные породы, зеленый треугольник – вулканиты. Условные обозначения приведены в приложении Г.

На основании чего можно заключить, что основная часть изученных пород утицкой свиты сильных стрессовых деформаций не испытала, за исключением образцов из приконтактных тектонических зон у Киселевского разлома.

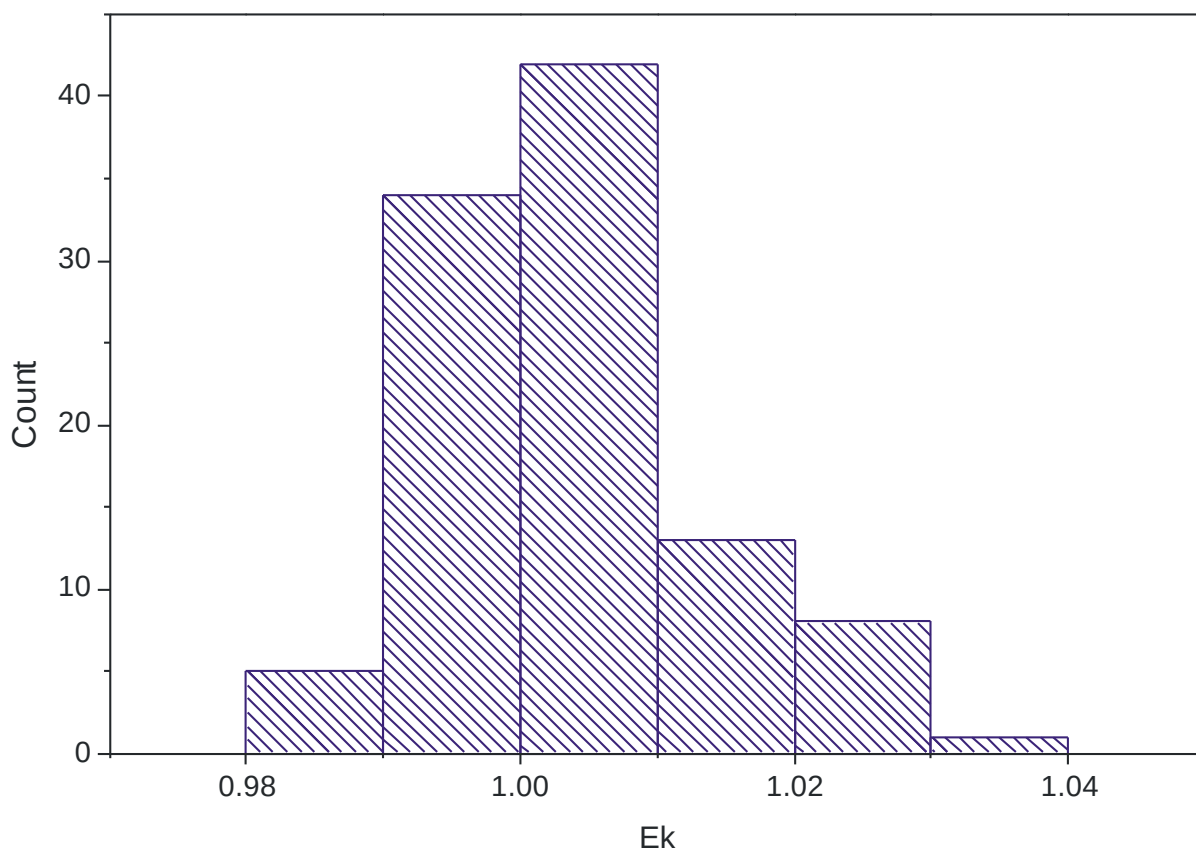


Рис. 4.6. Характеристика магнитной текстуры изученных образцов – распределение параметра E_k .

Интересно распределение направлений главных осей эллипсоида начальной магнитной восприимчивости осадочных пород утицкой свиты в пространстве. На рис. 4.7 представлены распределения главных осей эллипсоидов по отдельным образцам осадочных пород в географической (рис. 4.7а) и стратиграфической (рис. 4.7б) системах координат. И в том, и в другом случаях направления минимальных, средних и максимальных осей достаточно тесно группируются вокруг своих средних значений. Причем, после введения поправки за залегание пород (среднее залегание для осадочных пород утицкой свиты составляет: азимут падения $333-342^\circ$ и угол падения $\sim 50^\circ$) среднее направление минимальной оси становится практически вертикальным – $D=255^\circ$, $I=86^\circ$ с параметром концентрации (аналог кучности в статистике Р. Фишера [Fisher, 1953]), равным 12.9. Средние направления максимальной и средней осей практически горизонтальны – $D=62^\circ$, $I=4^\circ$ с $K=18.7$ и $D=152^\circ$, $I=1^\circ$ с $K=10.3$ (рис. 4.7б).

Анализ этих данных позволяет нам сделать два вывода. Во-первых, наблюдаемая магнитная структура в осадках утицкой свиты свойственна первичной магнитной структуре осадочных пород, и, следовательно, вторичных стрессовых деформаций, способных изменить первичную текстуру они не испытали (за исключением приконтактовых к Киселевскому разлому зон). Во-вторых, гидрологические условия осадконакопления пород утицкой свиты существенным образом отличались от таковых для киселевской свиты; в первом случае они (гидрологические условия) способствовали хорошему группированию направлений не только минимальных осей, но и максимальных, и средних, во втором – не смогли оказать существенного влияния на преимущественную ориентировку направлений максимальных и средних осей. В качестве возможного фактора, способствовавшего группированию направлений максимальных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости осадочных пород утицкой свиты, мы выделяем палеотечение в бассейне осадконакопления, направление которого, по нашим данным, могло быть в ENE-WSW румбах (50-70 – 230-250°; рис. 4.7).

Для изученных вулканических пород утицкой свиты преимущественных направлений главных осей их эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости не наблюдается (рис. 4.8).

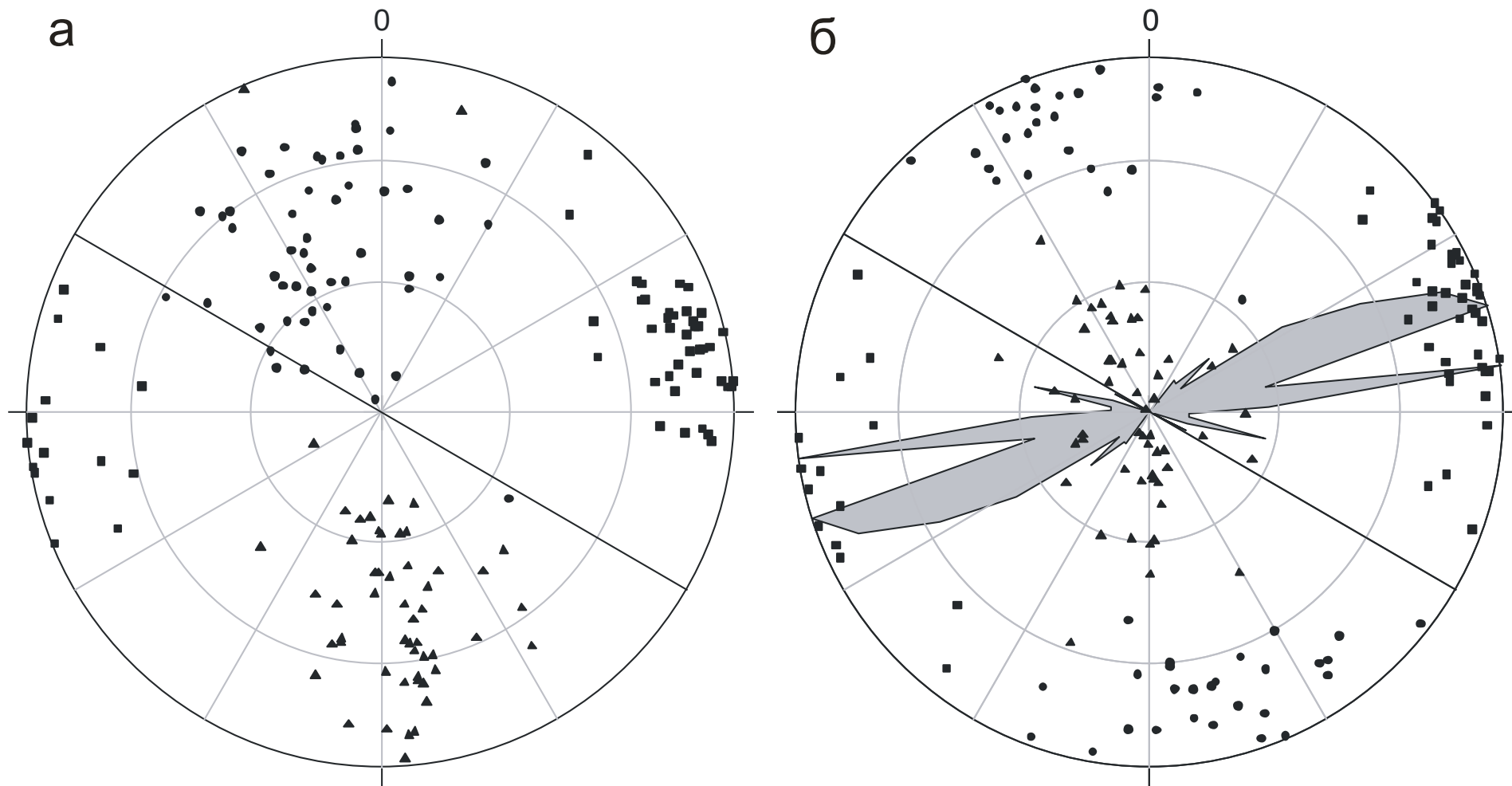


Рис. 4.7. Распределения направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости изученных образцов осадочных пород утицкой свиты в географической (а) и стратиграфической (б) системах координат. Треугольник обозначает направление минимальной оси, круг – средней, квадрат – максимальной. Все направления показаны в равноплощадной проекции на нижнюю полусферу.

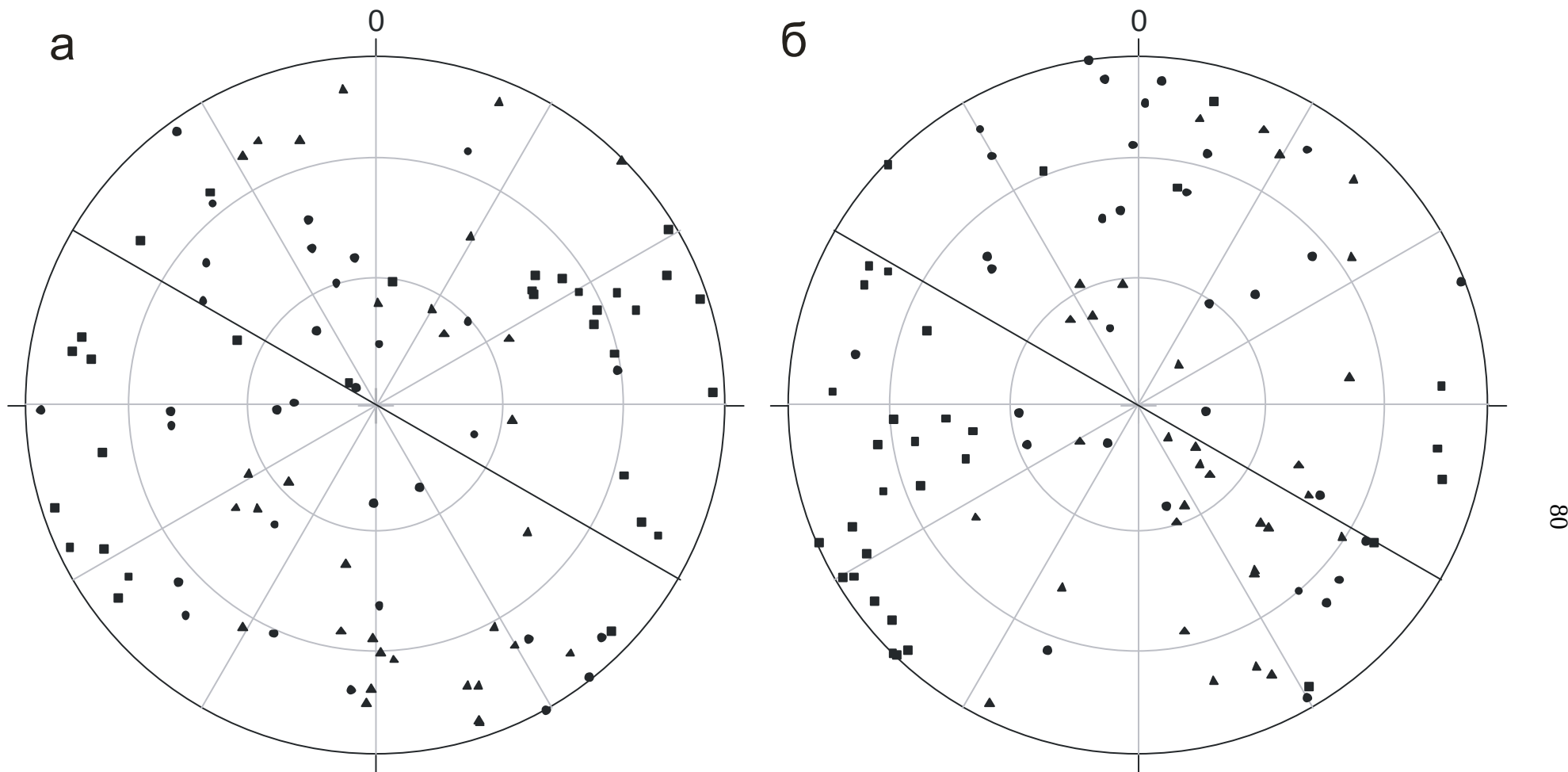


Рис. 4.8. Распределения преимущественных направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости изученных образцов вулканических пород утицкой свиты в географической (а) и стратиграфической (б) системах координат. Условные обозначения см. рис. 4.7.

4.2. Палеомагнитная характеристика пород утицкой свиты

По результатам ступенчатого терморазмагничивания (Т-чистка) палеомагнитной коллекции осадочных и вулканогенных пород утицкой свиты выявлено 85% образцов (152 образца из 179), не пригодных для компонентного анализа. К сожалению, в эту группу попали все образцы галек из слоя внутриформационных конгломератов, поэтому прямой тест палеомагнитной надежности – тест конгломератов – провести не удалось.

Образцы были отбракованы из-за нестабильного поведения NRM в ходе Т-чистки. В качестве примеров такого поведения на рис. 4.9 приведены диаграммы трех из 152 образцов:

1) образец D10/37-28 гальки осадочных пород из слоя конгломератов (рис. 4.12а). Как видно, и диаграмма Зийдервельда [Zijderveld, 1967], и распределение единичных направлений на сфере не поддаются интерпретации. Связано это, полагаем, с подмагничиванием образца в процессе термочистки – величина остаточной намагниченности в процессе чистки имеет тенденцию к увеличению, достигая максимума (увеличилась на порядок) после чистки до 600°C;

2) образцы D10/35-11 и D10/35-10 алевролитов (рис. 4.9б, в). Поведение фигуративных точек на диаграмме Зийдервельда и стереограмме этих образцов при чистке примерно такое же, как и описанного ранее (D10/37-28). Единственное отличие заключается в том, что величины NRM в ходе чистки показывают резкие максимумы и минимумы.

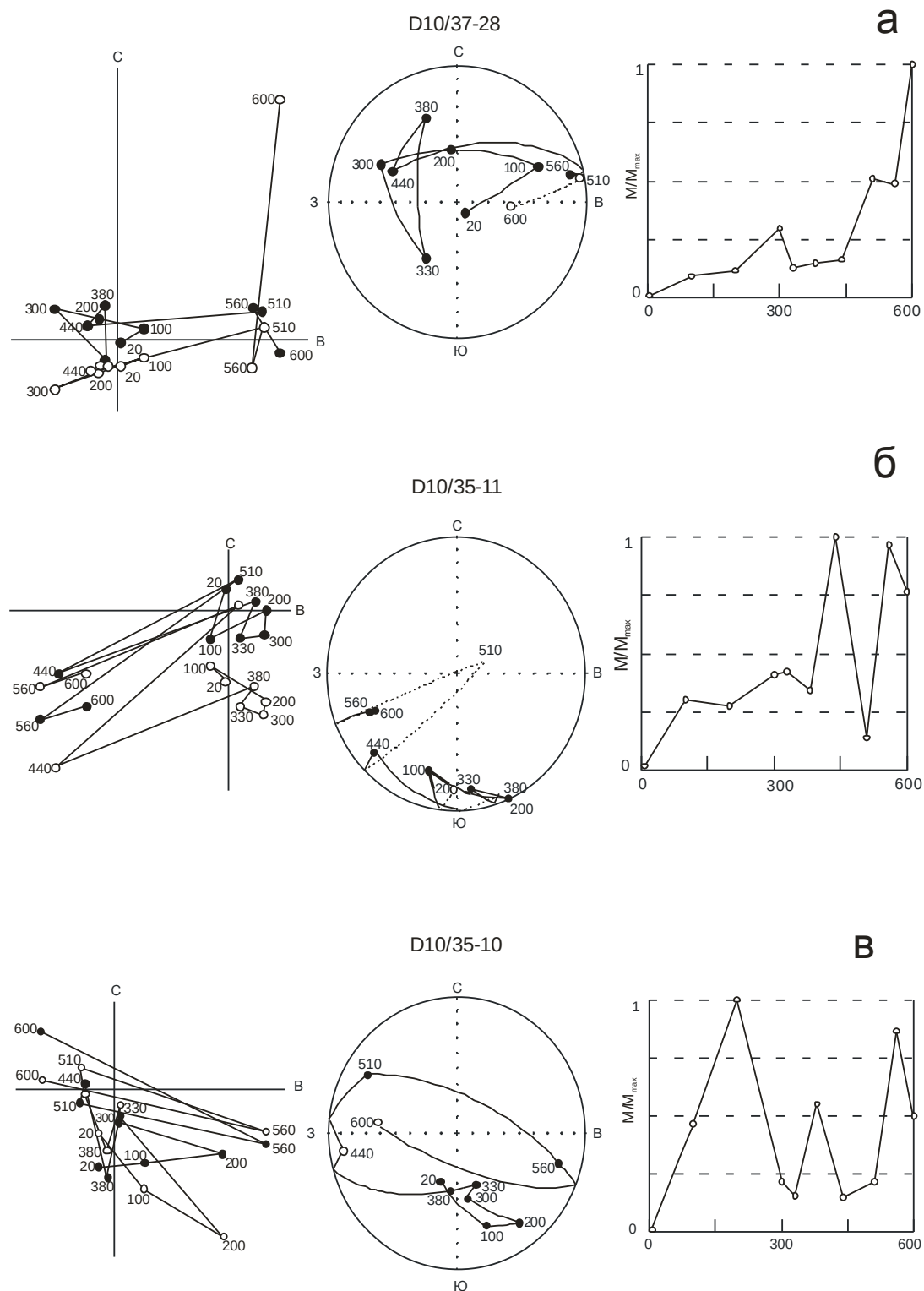


Рис. 4.9. Примеры температурной магнитной чистки андезибазальтов утицкой свиты (диаграммы Зийдervельда, стереограммы, графики разрушения NRM в ходе чистки). а – образец D10/37-28; б – образец D10/35-11; в – образец D10/35-10. Залитые круги, сплошные линии на диаграммах Зийдervельда (стереограммах) – проекция на горизонтальную плоскость (нижнюю полусферу). Полые круги, штриховые линии – на вертикальную плоскость (верхнюю полусферу). Числа у точек на диаграммах Зийдervельда – температура магнитной чистки в °C.

Нестабильное палеомагнитное поведение этих образцов объясняется следующим: 1) появление вторичного магнитного минерала в процессе лабораторного нагрева и низкая концентрация первичного носителя намагниченности; 2) почти у 74% образцов Q_n менее 0.2 – это свидетельствует о значительном преобладании индуктивной намагниченности над остаточной.

Иное поведение в ходе ступенчатой температурной магнитной чистки демонстрируют образцы андезитов и андезибазальтов, отобранные в 100 м выше по течению от устья ручья Медвежий (см. гл. 1, рис. 1.8). В качестве примера на рис. 4.13 приведены соответствующие диаграммы двух образцов:

1) образец темно-зеленого андезибазальта D10/41-1 (рис. 4.10а) отличается практически идеальной диаграммой Зийдервельда, здесь четко выделяется одна компонента с направлением – $Dec=376,4^\circ$, $Inc=54.6^\circ$ в диапазоне температур от 200 до 600°C . Выделенная высокотемпературная компонента NRM на диаграмме Зийдервельда соответствует линейному отрезку, «идущему» в начало координат;

2) примерно такое же поведение NRM в ходе температурной чистки наблюдается и для образца андезибазальта D10/41-4 (рис. 4.10б). Низкотемпературная компонента NRM разрушается Т-чисткой до 300°C , ее направление в интервале $100\text{--}200^\circ\text{C}$ составляет $Dec=335.8^\circ$, $Inc=29.1^\circ$ (возможно, точку 200°C надо принять за «выброс»). Высокотемпературная компонента разрушается Т-чисткой до 600°C и имеет направление – $Dec=184.3^\circ$, $Inc=38.9^\circ$. Выделенная высокотемпературная компонента NRM на диаграмме Зийдервельда соответствует линейному отрезку, «идущему» в начало координат.

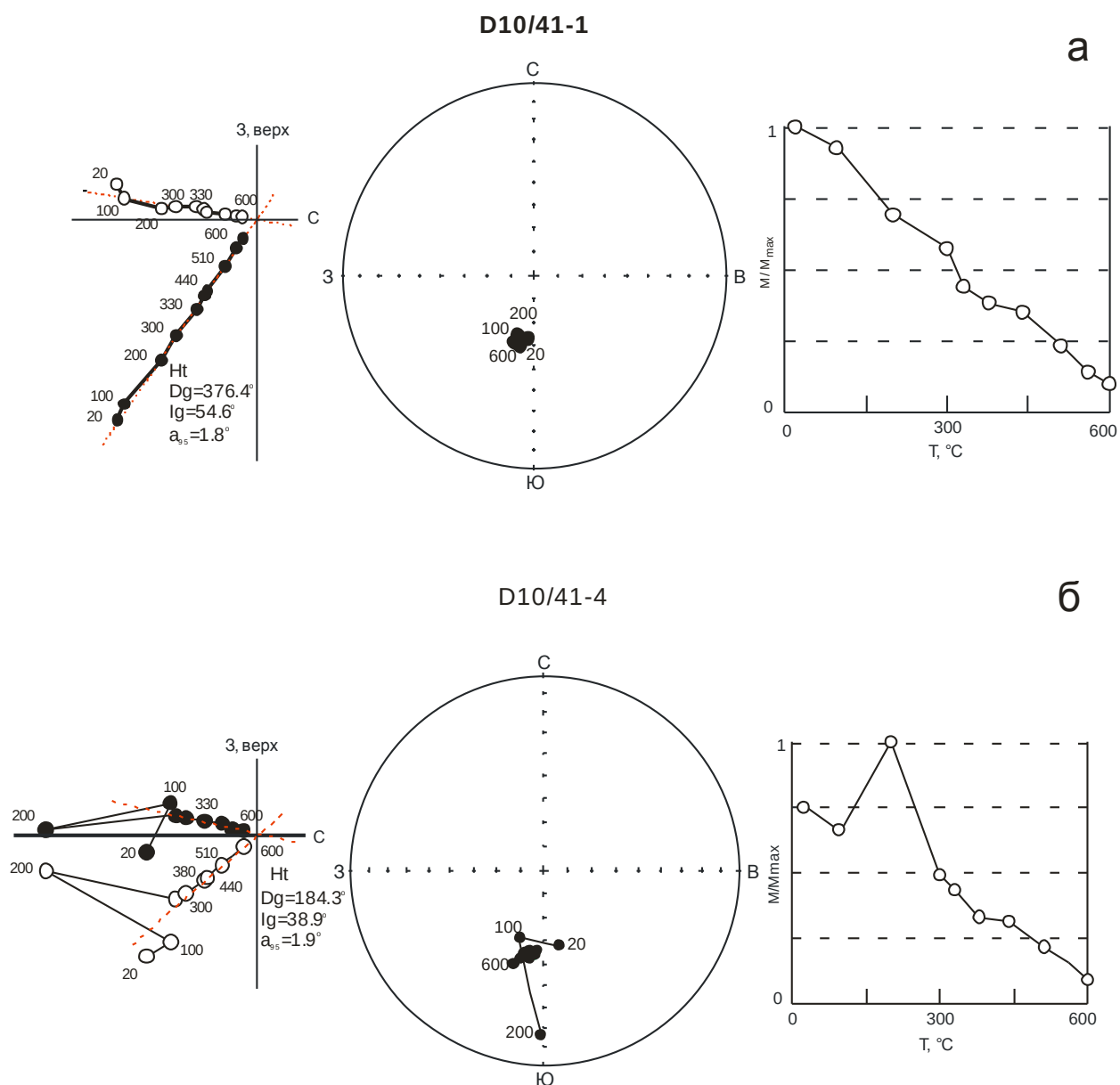


Рис. 4.10. Примеры температурной магнитной чистки андезибазальтов утицкой свиты (диаграммы Зийдervельда, стереограммы, графики разрушения NRM в ходе чистки). а – образец D10/41-1; б – образец D10/41-41. Условные обозначения см. рис. 4.9.

После полной обработки палеомагнитной коллекции утицкой свиты, отобранной в 2010 г., оказалось, что только для образцов андезибазальтов точки D10/41 можно выделить высокотемпературную компоненту, «идущую» в начало координат диаграммы Зийдervельда, ее же можно принять за характеристическое палеомагнитное направление для утицкой свиты. Поэтому в марте 2013 г. мы повторили палеомагнитный отбор андезибазальтов на левом берегу р. Амур выше по течению ручья Медвежий.

«Зимний» отбор позволил охватить большую площадь обнажения, так как зимний уровень воды в р. Амур примерно на 5 м ниже летне-осеннего, а именно в этот период проводились экспедиционные работы 2010 г.

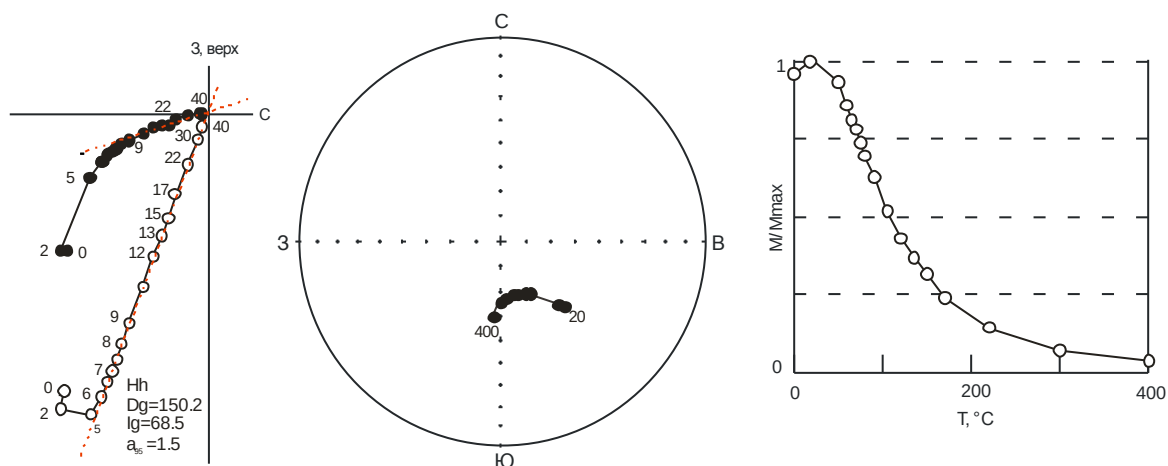
Большая часть отобранных в 2013 г. образцов (21 из 29) показали аналогичные результаты, приведенные на рис. 4.11 для образцов D10/41-1 и D10/41-4. Для проверки этих результатов для части образцов коллекции мы применили чистку переменным магнитным полем. В качестве примера на рис. 4.11 приведены соответствующие диаграммы двух образцов:

1) у образца андезибазальта D13/01-07 (рис. 4.11а) первая, низкокоэрцитивная, компонента разрушается при воздействии переменным магнитным полем от 0 до 5 мТл с направлением $Dec=110.6^\circ$, $Inc=-11.9^\circ$, вторая, высококоэрцитивная, компонента выделяется с направлением — $Dec=150.2^\circ$, $Inc=68.5^\circ$ в диапазоне переменного магнитного поля от 20 до 40 мТл. Выделенная высокотемпературная компонента NRM на диаграмме Зийдервельда соответствует линейному отрезку, «идущему» в начало координат;

2) в ходе чистки переменным полем образца андезибазальта D10/01-18 (рис. 4.11б) наблюдается высококоэрцитивная компонента NRM, разрушаемая Н-чисткой при 35-95 мТл, ее направление составляет $Dec=188.9^\circ$, $Inc=62.9^\circ$. Выделенная высокотемпературная компонента NRM на диаграмме Зийдервельда соответствует линейному отрезку, «идущему» в начало координат.

D13/01-07

а



D13/01-18

б

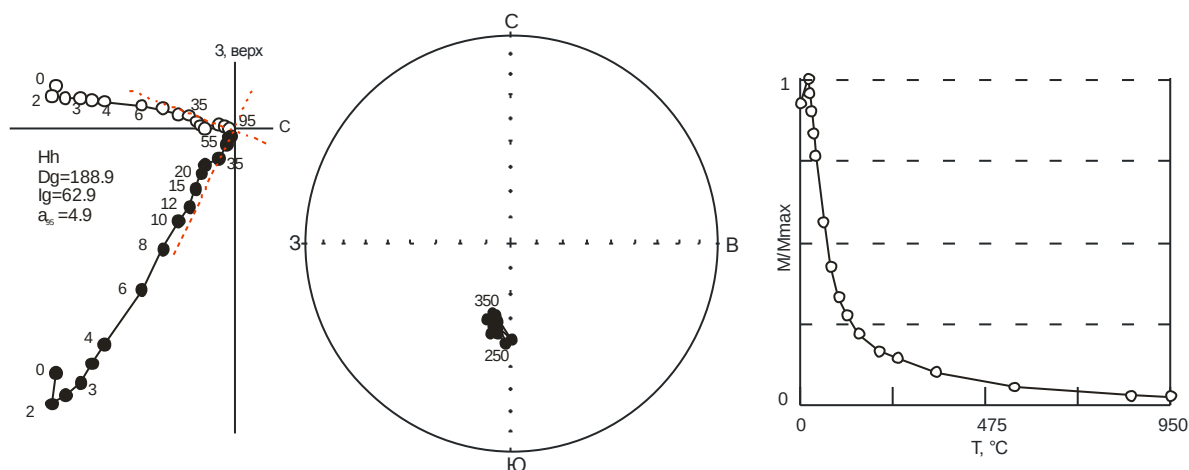


Рис. 4.11. Примеры чистки переменным магнитным полем андезибазальтов утицкой свиты (диаграммы Зийдервельда, стереограммы, графики разрушения NRM в ходе чистки). а – образец D13/01-07; б – образец D13/01-18. Условные обозначения см. рис. 4.9.

4.3. Анализ результатов и общие выводы по материалам главы 4

Анализ распределения выделенных высокотемпературных компонент NRM в изученных образцах андезибазальтов утицкой свиты показал, что все они ($n=27$) располагаются во втором и третьем квадрантах на нижней полусфере (рис. 4.12) и достаточно тесно группируются вокруг среднего с координатами $Dec=175.9^\circ$, $Inc=59.7^\circ$ ($K=15.5$, $\alpha_{95}=7.3$).

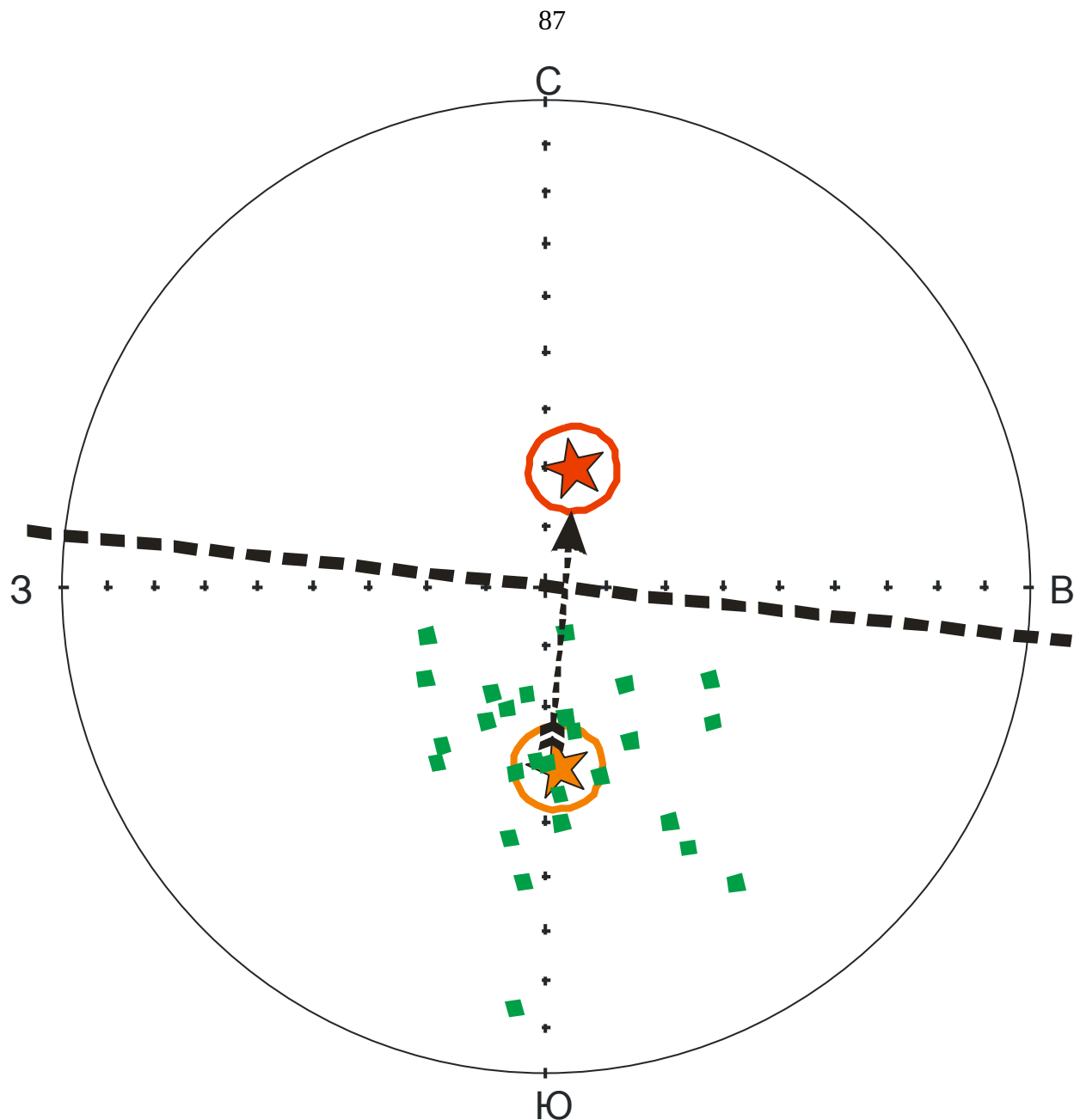


Рис. 4.12. Стереограмма распределения направлений компоненты NRM пород утицкой свиты в географической системе координат. Звездой оранжевого (красного) цвета показано среднее направление с соответствующим овалом доверия в географической (стратиграфической) системе координат.

Для перевода в стратиграфическую систему этого направления мы использовали, замеренное нами вблизи обнажения андезибазальтов залегание подстилающих конгломераты алевролитов (азимут залегания $0-5^\circ$, угол падения 50°), что согласуется с общим структурным планом разреза утицкой свиты на левом берегу р. Амур в междуречье Ситоги и Медвежий (см. гл. 1, рис. 1.8).

После введения поправки за залегание пород утицкой свиты мы получили направление в древней (стратиграфической) системе координат – $\text{Dec}=13.4^\circ$, $\text{Inc}=69.8^\circ$, $\alpha_{95}=7.3^\circ$ (рис. 4.12). Это среднее направление высокотемпературной компоненты вулканогенных пород утицкой свиты в стратиграфической системе мы приняли за характеристическую остаточную намагниченность, близкую по времени образования возрасту изучаемых пород – сеноман-турон (~ 95 млн. лет).

Следовательно, палеоширота формирования пород утицкой свиты могла составлять в среднем 53.7° с.ш. (от 43.8 до 65.4° с.ш.). Координаты соответствующего палеомагнитного полюса составляют: $\text{Plat}=81.6^\circ$, $\text{Plong}=208.2^\circ$, $\text{dp}=10.8$, $\text{dm}=12.5^\circ$, $\alpha_{95}=11.6^\circ$, и находится он в высоких широтах в акватории Северо-Ледовитого океана (рис. 4.13) рядом с участками ТКМП стабильной Евразии [Torsvik et al., 2008] и Сибири [Метелкин и др., 2008]. На основании этого мы предполагаем автохтонное положение пород утицкой свиты относительно позднемеловой окраины Евразийского палеоконтинента, в составе, которого она в дальнейшем испытала незначительное смещение к югу с одновременным разворотом по часовой стрелке на $10\text{--}15^\circ$. Напомним, что современная широта нахождения пород утицкой свиты составляет 51.4° с.ш. Наш вывод согласуется с реконструкцией геодинамических (без анализа палеомагнитных данных) условий формирования структур Приамурской подзоны Западно-Сихотэ-Алиньской структурно-формационной зоны (или Журавлево-Амурского террейна, или Амурского комплекса), в том числе и пород утицкой свиты, формировавшихся в условиях активной континентальной окраины вблизи своего современного положения, по петрохимическим характеристикам осадочных пород (исключая породы киселевской свиты) [Натальин, 1991; и др.; Геодинамика..., 2006; Кайдалов и др., 2007; Медведева, Кириллова, 2007; Кириллова, Анойкин, 2011].

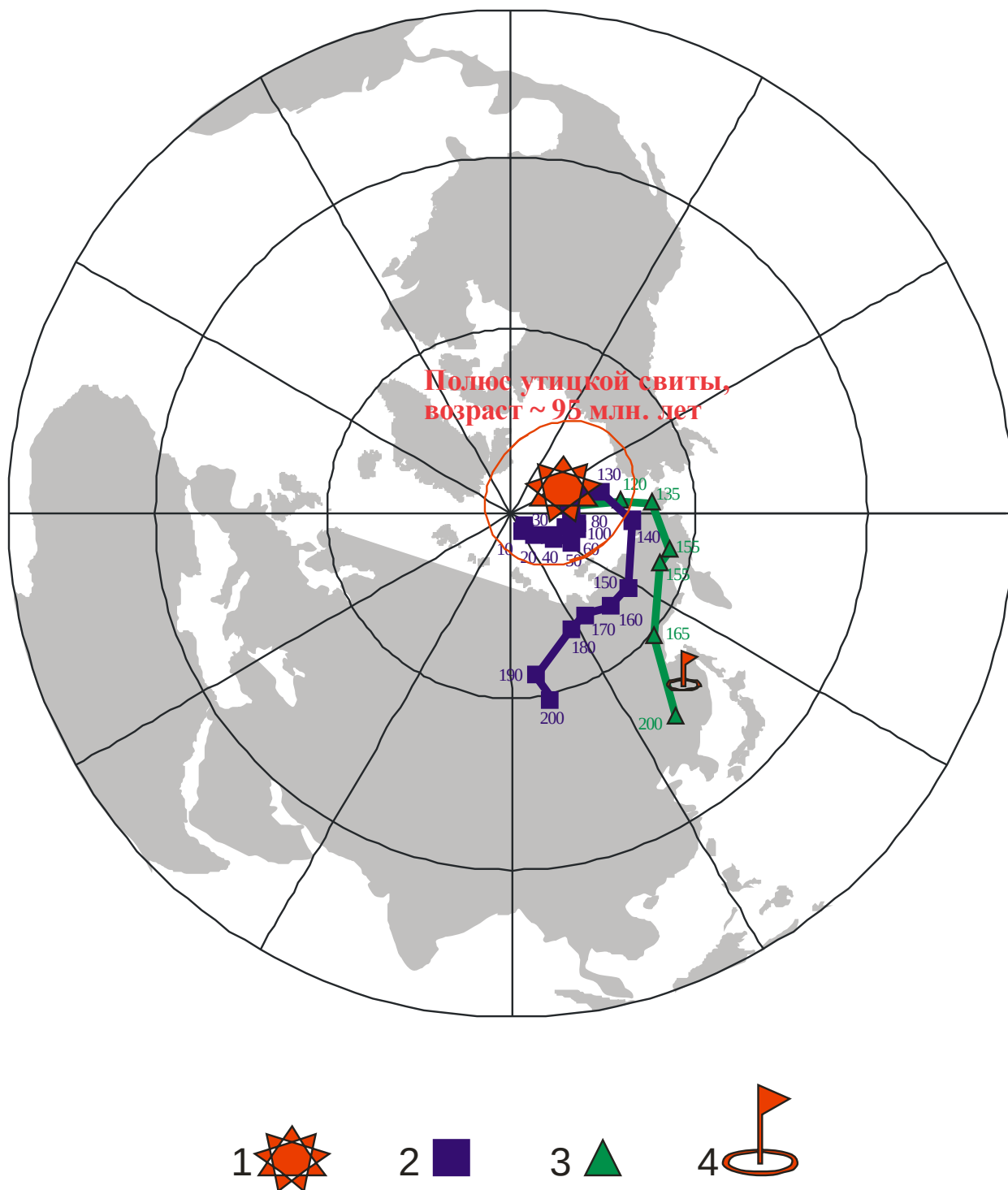


Рис. 4.13. Положение палеомагнитного полюса сеноман-туронских пород утицкой свиты и ТКМП стабильной Евразии [Torsvik et al., 2008] и Сибири [Метелкин и др., 2008]. 1 – полюс утицкой свиты; 2 – ТКМП стабильной Евразии по [Torsvik et al., 2008]; 3 – ТКМП Сибири по [Метелкин и др., 2008]; 4 – место работ. Вокруг полюса утицкой свиты обозначен овал доверия с вероятностью 95%. Равноплощадная стереографическая проекция Шмидта.

4.4. Второе защищаемое положение

В результате петро- и палеомагнитных исследований верхнемеловых вулканогенных пород утицкой свиты Амурского комплекса выделена характеристическая компонента NRM, определены соответствующие ей палеомагнитный полюс ($P_{lat}=81.6^\circ$, $P_{long}=208.2^\circ$, $dp=10.8$, $dm=12.5^\circ$) и палеоширота ($53.7\pm 10.8^\circ$ с.ш.). Их сопоставление с палеомагнитными данными по стабильной Евразии [Torsvik et al., 2008] и Сибири [Метелкин и др., 2008] для этого времени свидетельствует об автохтонном положении Амурского комплекса с позднего мела.

Глава 5. АНАЛИЗ ДАННЫХ И МЕЛОВАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Прежде чем перейти к анализу геодинамических условий образования рассматриваемых объектов в мелу и построению соответствующих палеореконструкций, целесообразно рассмотреть палеомагнитную надежность двух вновь полученных палеомагнитных направлений для Киселевско-Маноминского и Амурского комплексов.

5.1. Анализ вновь полученных палеомагнитных направлений

По определению [Печерский, Диденко, 1995] палеомагнитная надежность – это "набор необходимых и достаточных признаков, с помощью которых можно оценить достоверность палеомагнитных данных для решения поставленной задачи", в нашем случае – магнитотектонической. Набор включает три группы признаков.

5.1.1. Первая, геологическая, группа признаков

К первой группе признаков (условие палеомагнитной надежности необходимое, но недостаточное) относятся такие характеристики объекта, как его геологический возраст, генезис, тектоническое положение, а также диагностика возможных носителей намагниченности немагнитными методами.

Подробно вся геологическая характеристика о породах слагающих киселевскую и утицкую свиты дана в соответствующих главах. Здесь лишь кратко остановимся на основных геологических характеристиках пород этих свит, необходимых для установления надежности полученных палеомагнитных направлений и последующих геодинамических реконструкций.

Киселевская свита (рис. 5.1): 1) возраст по данным [Зябрев, 1994; Ханчук и др., 1994; Зябрев, Анойкин, 2013] охарактеризован как ранний валанжин-середина баррема; 2) по совокупности геологических и геохимических критериев [Войнова и др., 1994; Ханчук и др., 1994; Геодинамика..., 2006; Кайдалов и др., 2007; Диденко и др., 2014 а, б] киселевские базальтоиды отвечают базальтам внутриплитным плюмовым, подобно горячей точке Гавайских островов Тихого океана, а кремнистые породы, судя по видовому составу выявленных в них радиоляриевых сообществ [Зябрев, 1994; Sakai et al., 2002; Зябрев, Анойкин, 2013], являются пелагическими планктонными образованиями тепловодной части океанического бассейна; 3) структурные характеристики, в том числе и элементы залегания, пород, использованных при палеомагнитных исследованиях, изучены и определены [Диденко и др., 2014 а, б], известно и тектоническое положение свиты в разрезе Приамурской (Чаятынской) подзоны Западно-Сихотэ-Алиньской структурно-формационной зоны [Кайдалов и др., 2007] – породы киселевской свиты отделены от пород утицкой свиты Киселевским разломом (рис. 5.1), который прослеживается от побережья оз. Удиль на юг на расстояние около 100 км. Разлом считается [Кудымов, 2010] продолжением Центрально-Сихотэ-Алиньского сдвига, установлена сдвиго-надвиговая природа разлома, по которому образования киселевской свиты надвинуты на породы силасинской и утицкой (рис. 5.1) с вертикальной амплитудой смещения более 2 км [Кайдалов и др., 2007]; 4) по данным петрографического и микрозондового анализов (см. главу 3) носителями намагниченности изученных пород свиты могут быть: для базальтов – акцессорные минералы – титаномагнетит, магнетит и, редко, пирротин, для кремнистых пород – тонкораспыленный рудный минерал, вероятно ильменит-магнетитовой группы.

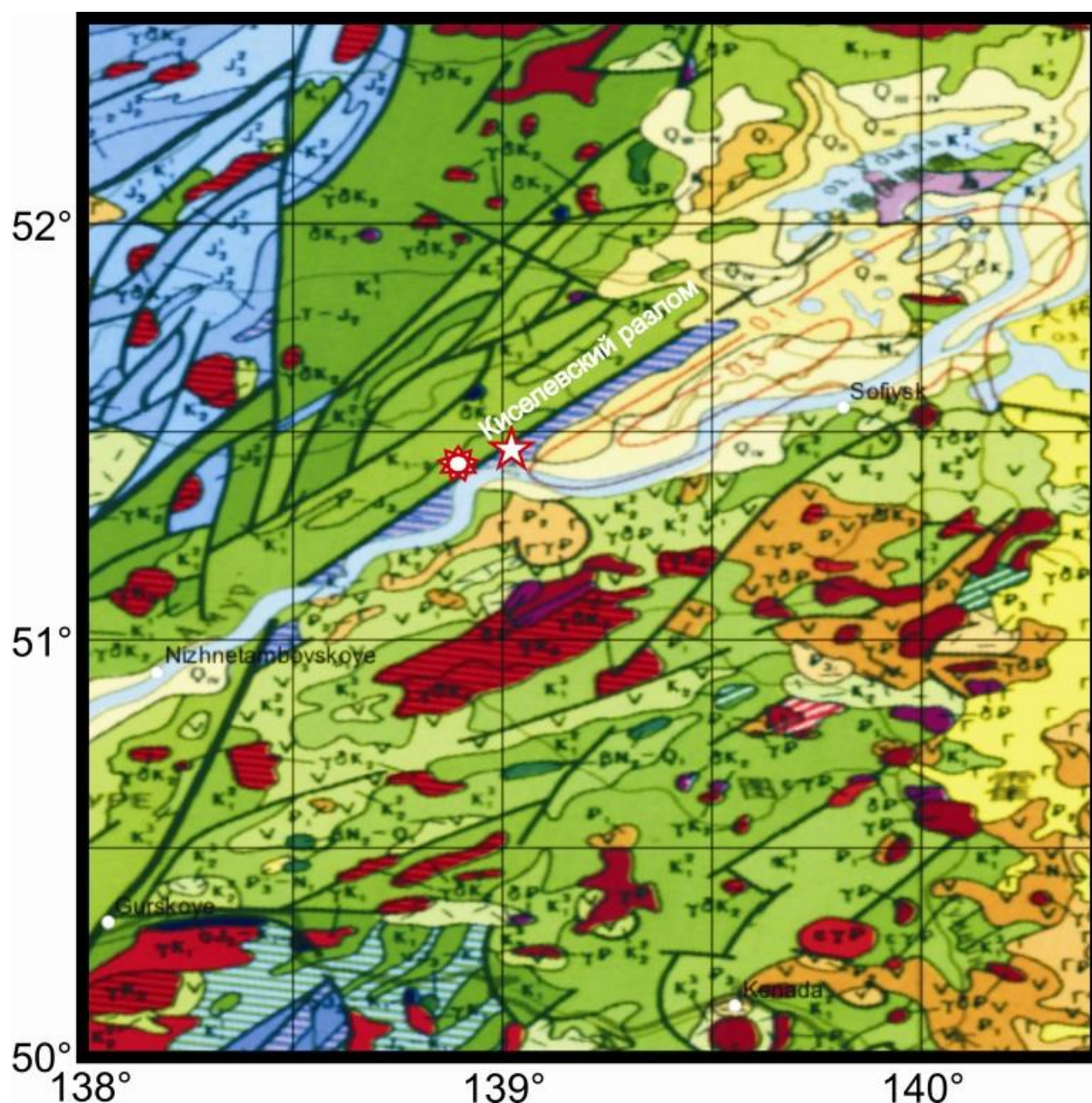


Рис. 5.1. Фрагмент геологической карты Приамурья [Геологическая карта..., 1999] с дополнениями. Условные обозначения см. рис. 5.2.

Утицкая свита (рис. 5.1): 1) возраст по данным [Кайдалов и др., 2007] охарактеризован как сеноман-туронский; 2) вещественный состав песчаников свиты отвечает обстановкам активных континентальных окраин. Присутствие среди них пластовых тел вулканитов известково-щелочной серии подтверждает обоснованность представлений о синхронности седиментогенеза с функционированием островной дуги [Кайдалов и др., 2007; Медведева, Кириллова, 2007]. Породами утицкой свиты завершается во второй половине сеномана-начале турона морская седиментация

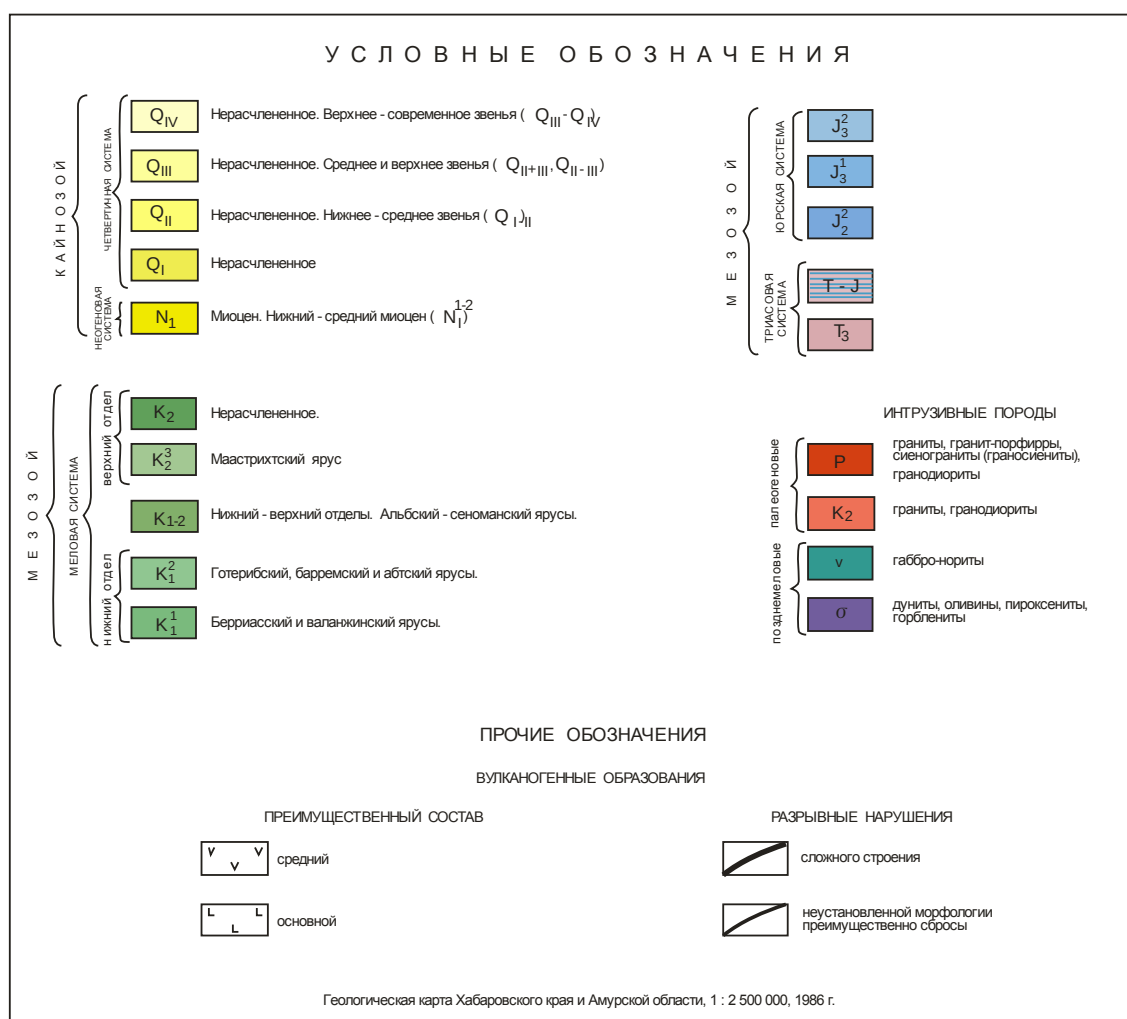


Рис. 5.2. Условные обозначения к рис. 5.1

в Приамурской подзоне Западно-Сихотэ-Алиньской структурно-формационной зоны. По мнению [Кайдалов и др., 2007] линейно-прерывистое расположение выходов пластов конгломератов свидетельствует о перемещении грубообломочного материала мощными линейными водными потоками; 3) структурные характеристики, в том числе и элементы залегания, пород свиты, использованных при палеомагнитных исследованиях, изучены и определены [Диденко и др., 2014 а, б], известно и тектоническое положение свиты в разрезе Приамурской (Чаятынской) подзоны Западно-Сихотэ-Алиньской структурно-формационной зоны – породы утицкой свиты находятся в лежащем крыле Киселевского разлома (рис. 5.1) и не испытали существенного перемещения относительно места их первичного

формирования, то есть свиту можно считать автохтоном в тектоническом смысле; 4) по данным петрографического описания (см. гл. 4) носителями намагниченности изученных пород свиты могут быть: для андезибазальтов – акцессорные минералы – титаномагнетит, магнетит, для алевролитов и песчаников – тонкораспыленный рудный минерал, вероятно ильменит-магнетитовой группы, и пирротин.

5.1.2. Вторая, геофизическая, группа признаков.

Она включает выявление компонент NRM, их статистический анализ, сходимость направлений компонент NRM, выделенных разными тестами (галека, складки, обжига, обращения и д.) и методами, как между собой, так и с направлением первичной остаточной намагниченности образцов, для которых удалось доказать природу компоненты NRM (физические признаки).

Для пород киселевской свиты анализ выделенных компонент NRM всех изученных образцов показал наличие двух статистически значимых компонент. Первая разрушается Т-чисткой до 300-400°C и имеет направление $Dec=351.7^\circ$, $Inc=58.5^\circ$ ($K=2.3$, $\alpha_{95}=31.8$), близкое к направлению современного геомагнитного поля в районе работ – $Dec=347.7^\circ$ и $Inc=58.5^\circ$. Вторая компонента NRM, высокотемпературная, выделяется при Т-чистке до 560-620°C. Среднее направление по всем образцам ($n=112$) в географической и стратиграфической системах координат составляет $Dec=291.8^\circ$, $Inc=6.8^\circ$ и $Dec=287.5^\circ$, $Inc=-31.9^\circ$ (приложение В), соответственно, при этом в стратиграфической системе координат кучность немного выше, и соотношение кучностей составляет 1.21. Соотношение кучностей для средних направлений на уровне 16 сайтов составляет 1.55 (таблица 3.2), при процедуре ступенчатого распрямления складки максимальная кучность достигается при 107% распрямлении (см. гл. 3, рис. 3.22). Кроме того, в разрезе киселевской свиты имеются образцы с прямой и обратной полярностью, но так как последние по количеству явно преобладают (>90%, приложение В), тест

обращения имеет неопределенный характер.

В случае пород утицкой свиты мы имеем другую картину – не удалось получить ни одного прямого геофизического признака палеомагнитной надежности, хотя попытки предпринимались. Проводился отбор осадков из обнажений с различающимися элементами залегания и галек из внутриформационных конгломератов утицкой свиты (см. гл. 4). К сожалению, слабая намагниченность и, главное, хаотичное поведения NRM осадков свиты в ходе магнитной чистки из-за новообразованного магнитного минерала не позволили нам по объективным причинам применить тесты обращения и конгломератов.

5.1.3. Третья, физическая (петромагнитная) группа признаков

К третьей группе признаков относятся: оценка природы NRM и ее компонент; определение присутствующих магнитных минералов в породе и их происхождение; оценка доменной структуры; магнитного состояния; определение видов NRM и ее компонент, оценка их сохранности.

Для пород киселевской и утицкой свит был проведен практически единый комплекс петромагнитных исследований (см. гл. 3 и 4), на основании чего были установлены: 1) основные носители магнетизма изученных пород; 2) их коэрцитивные (магнитная жесткость) характеристики; 3) их магнитная текстура. Все эти вновь полученные данные позволили заключить, что серьезных вторичных преобразований, за исключением пород из приразломных зон, изученные породы не претерпели, во-первых, и, что, в случае как киселевской, так и утицкой свит, существуют породы, в NRM которых потенциально имеются древние компоненты, во-вторых.

На основании рассмотренных выше трех групп признаков палеомагнитной достоверности, определим индекс палеомагнитной надежности каждого из двух полученных в настоящей работе палеомагнитных направлений. Для решения конкретной задачи (магнитотектоническая,

магнитостратиграфическая, палеомагнитное картирование и т.д.) схемы реализации определения индекса палеомагнитной надежности различны, и они обсуждались в литературе неоднократно [Irving, 1964; McElhinny, 1973; Палеомагнитология, 1982; Briden, Duff, 1981; Coe et al, 1985; Hillhouse, 1987; Van der Voo, 1988; Harbert, 1990; Seguin, Zhai, 1992; Didenko, Pechersky, 1993; Печерский, Диденко, 1995; Шипунов, 2000; Метелкин и др., 2008].

Согласно большинству этих работ для решения магнитотектонических задач, прежде всего, важно выполнение следующих требований (критериев): 1) достаточно точно определенный возраст пород с погрешностью не хуже ± 20 млн. лет или $\pm 4\%$ от значения абсолютного возраста и соответствие одной из компонент NRM этому возрасту; 2) достаточное количество независимо ориентированных образцов и удовлетворительные статистические параметры распределения векторов интерпретируемых древних компонент; 3) наличие положительных геофизических тестов; 4) "тектоническое соответствие" – расположение изученных пород в одном тектоническом блоке; 5) полное детальное размагничивание, сопровождающееся компонентным анализом; 6) наличие в коллекции прямо и обратно намагниченных пород; 7) отсутствие признаков регионального перемагничивания.

Как видно из приведенного выше анализа достоверности палеомагнитных результатов:

1) палеомагнитное направление и соответствующий ему палеомагнитный полюс киселевской свиты удовлетворяют практически всем вышеперечисленным критериям (6-й пункт с натяжкой) и могут быть отнесены к разряду высоконадежных ключевых определений с индексом не ниже 5 по шкале [Van der Voo, 1990] и 1 по шкале [Печерский, Диденко, 1995]. Здесь следует подчеркнуть также, что древняя компонента NRM киселевской свиты получена как по осадочным, так и по вулканическим породам;

2) палеомагнитное направление и соответствующий ему палеомагнитный полюс утицкой свиты полностью удовлетворяют только 3

(возраст, Т-чистка, компонентный анализ) из 7 критериев. Главное, нет прямых геофизических тестов, использованы только вулканические породы, сконцентрированные в небольшой части разреза свиты. Палеомагнитное направление и соответствующий ему палеомагнитный полюс утицкой свиты могут быть отнесены к разряду не высоконадежных определений с индексом 3 по шкале [Van der Voo, 1990] и 0.1 по шкале [Печерский, Диденко, 1995].

5.2. Сопоставление новых определений с уже имеющимися палеомагнитными данными по мелу Сихотэ-Алиня и стабильной Евразии

Среднее направление высокотемпературной компоненты осадочных и вулканогенных пород киселевской свиты в стратиграфической системе координат на уровне сайтов (см. гл. 3, рис. 3.22) принимается за характеристическую остаточную намагниченность, близкую по времени образования возрасту изучаемых пород – около 135 млн. лет. Координаты соответствующего палеомагнитного полюса составляют: $Plat=10.9^\circ$, $Plong=212.8^\circ$, $dp=5.2$, $dm=9.1^\circ$, $\alpha_{95}=6.9^\circ$, палеоширота формирования пород киселевской свиты составляла 18.5° с.ш. (от 13.6° до 24.1° с.ш.).

Среднее направление высокотемпературной компоненты вулканических пород утицкой свиты в стратиграфической системе координат (см. гл. 4, рис. 4.15) принимается за характеристическую остаточную намагниченность, близкую по времени образования возрасту изучаемых пород – около 95 млн. лет. Координаты соответствующего палеомагнитного полюса составляют: $Plat=81.6^\circ$, $Plong=208.2^\circ$, $dp=10.8$, $dm=12.5^\circ$, $\alpha_{95}=11.6^\circ$, палеоширота формирования пород утицкой свиты могла составлять в среднем 53.7° с.ш. (от 43.8° до 65.4° с.ш.).

5.2.1. Анализ положения палеомагнитных полюсов

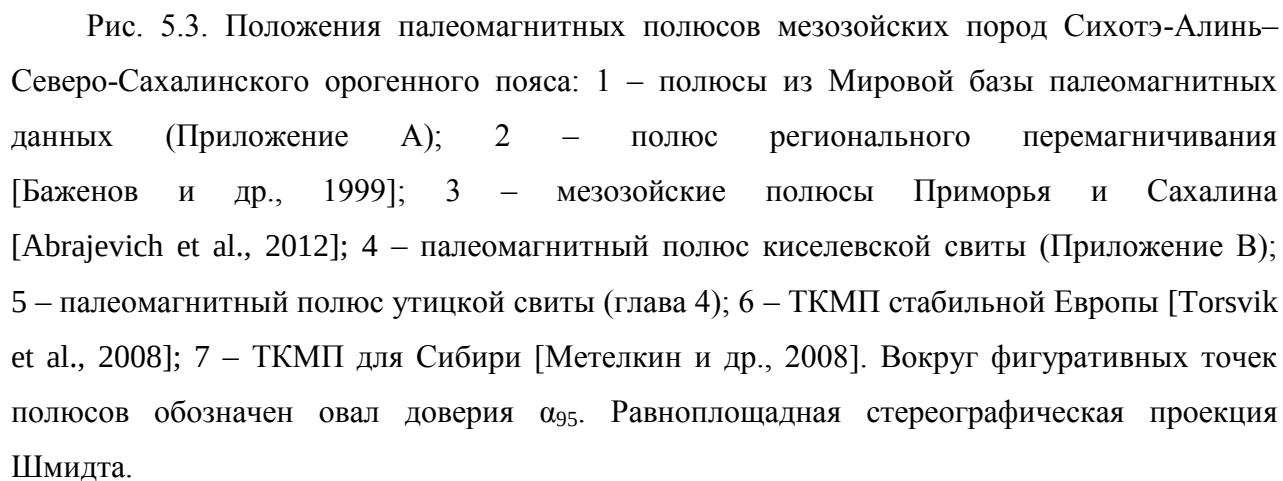
На рисунке 5.2 показаны: 1) положение палеомагнитных полюсов для Приморья и о. Сахалин из GPDB [Pisarevsky, 2005], перечисленных в

приложении А; 2) положение палеомагнитного полюса, соответствующего региональному перемагничиванию [Баженов и др., 1999]; 3) положения палеомагнитных полюсов для меловых пород Западно-Сахалинского преддугового прогиба [Abrajevich et al., 2012]; 4) мезо-кайнозойские участки траектории кажущейся миграции полюса для стабильной Европы [Torsvik et al., 2008] и Сибири [Метелкин и др., 2008].

Распределение палеомагнитных полюсов более ранних работ, взятых нами из GPDB [Pisarevsky, 2005], не подчиняется никакой закономерности; они занимают обширную область, как в восточном, так и в западном полушариях, концентрируясь в основном внутри параллели 60° с.ш. В эту же группу попадает и полюс, рассчитанный по метакронным компонентам в работе [Баженов и др., 1999]. Три полюса из этой группы располагаются в зоне умеренных ($40\text{--}50^\circ$) широт северного полушария. И всего лишь один полюс с возрастом 61 млн. лет располагается у соответствующего участка траектории кажущейся миграции полюса стабильной Евразии [Torsvik et al., 2008].

На этом же рисунке показано положение палеомагнитного полюса утицкой свиты с возрастом примерно 95 млн. лет, полученного в настоящей работе – он располагается у участков ТКМП стабильной Евразии [Torsvik et al., 2008] и Сибири [Метелкин и др., 2008] соответствующего возраста (рис. 5.3). Пересчитанное (ожидаемое) палеомагнитное направление со среднего полюса 100 и 90 млн. лет ТКМП стабильной Евразии составляет $\text{Dec}=8.9^\circ$, $\text{Inc}=73.5^\circ$ и очень близко наблюдаемому палеомагнитному направлению – $\text{Dec}=13.4^\circ$, $\text{Inc}=69.8^\circ$ с $\alpha_{95}=7.3^\circ$. Это сходство, полагаем, свидетельствует о первичности выделенного палеомагнитного направления в андезибазальтах утицкой свиты и ее автохтонности относительно стабильной Евразии.

На рисунке 5.2 отчетливо видно, что полученный в настоящей работе палеомагнитный полюс для нижнемеловых пород киселевского блока, так же как и полюсы меловых пород о. Сахалин [Abrajevich et al., 2012], располагается вдали от направлений возможного перемагничивания. Все они



их общей, в значительной мере, истории крупноамплитудных горизонтальных перемещений. Пересчитанное (ожидаемое) палеомагнитное направление со среднего полюса 140 и 130 млн. лет ТКМП стабильной Евразии составляет $\text{Dec}=26.1^\circ$, $\text{Inc}=74.5^\circ$, что существенно отличается от наблюдаемого палеомагнитного направления – $\text{Dec}=95.8^\circ$, $\text{Inc}=33.8^\circ$ с $\alpha_{95}=8.0^\circ$. Это существенное различие, полагаем, свидетельствует об аллохтонности пород киселевской свиты относительно стабильной Евразии.

5.2.2. Анализ амплитуды и направления горизонтальных движений некоторых структур Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогена относительно стабильной Евразии

Более отчетливо эта общность перемещений пород киселевской свиты (настоящая работа) и объектов о. Сахалин [Abrajevich et al., 2012] видна на зависимостях широтного дрейфа и вращения относительно стабильной в меловое время Евразии, для чего с ТКМП Европы (ТКМП Европы и Сибири с учетом доверительных интервалов [Torsvik et al., 2008; Метелкин и др., 2008] в меловое время совпадают) на координаты Приморья были рассчитаны ожидаемые палеошироты (рис. 5.4) и палеомагнитные склонения (рис. 5.5) в интервале 0-250 млн. лет. На первом из этих рисунков хорошо виден тренд увеличения наблюдаемых палеоширот для пород киселевской свиты и меловых объектов Сахалина из экваториально-тропических северного полушария до современных и их постепенное сближение с ожидаемыми в интервале 80-60 млн. лет. На втором – вращение по часовой стрелке (до $70\text{--}80^\circ$) относительно восточной окраины Евразии, стабильной в меловое время. Совпадение наблюдаемых и ожидаемых склонений (палеомеридианов) отмечается, так же как и для палеоширот, в интервале 80-60 млн. лет.

Для пород утицкой свиты наблюдается иная ситуация – ожидаемые и наблюдаемые палеошироты и палеомагнитные склонения практически совпадают (рис. 5.4, 5.5).

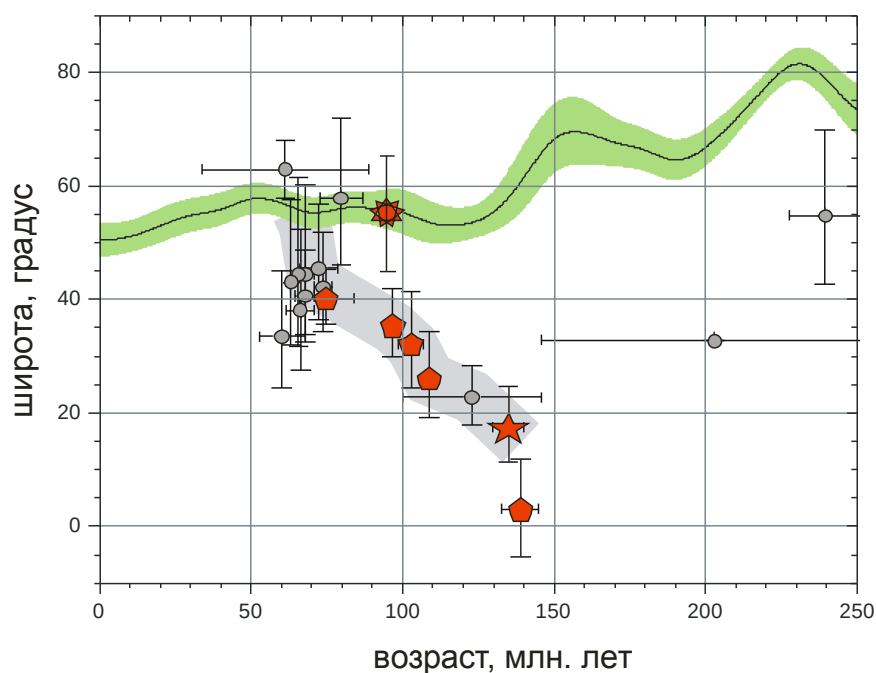


Рис. 5.4. Сопоставление наблюдаемых палеоширот киселевской (пятиугольная звезда) и утицкой свит (9-ти угольная звезда), мезозойских объектов Приморья и Сахалина (пятиугольник), расчетных полюсов стабильной Евразии [Torsvik et al., 2008] и Сибири [Метелкин и др., 2008] (круг) с возрастом.

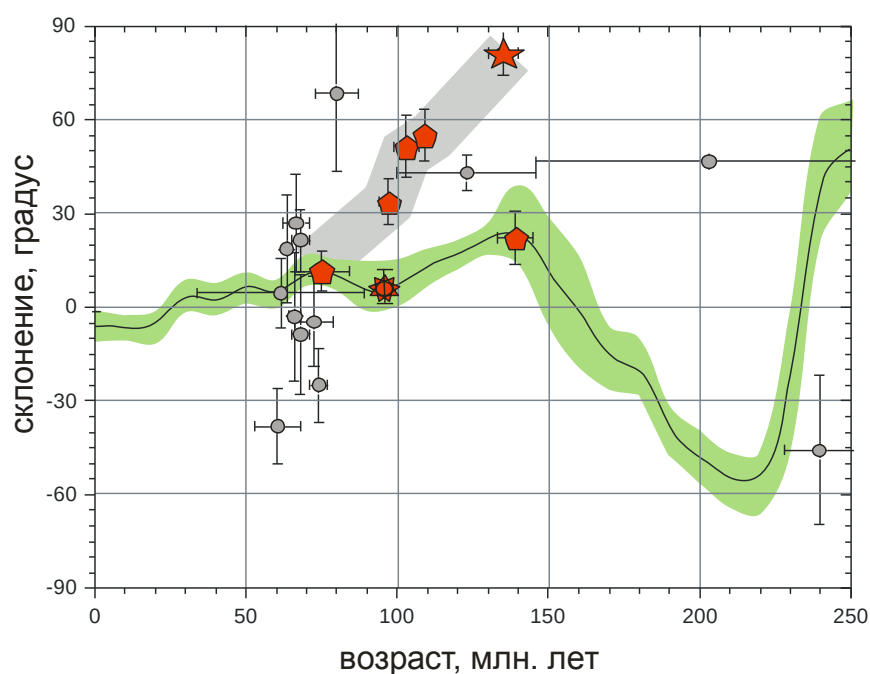


Рис. 5.5. Сопоставление наблюдаемых палеосклонений киселевской (пятиугольная звезда) и утицкой свит (9-ти угольная звезда), мезозойских объектов Приморья и Сахалина (пятиугольник), расчетных полюсов стабильной Евразии [Torsvik et al., 2008] и Сибири [Метелкин и др., 2008] (круг) с возрастом.

5.3. Генезис изученных пород киселевской и утицкой свит по геологическим данным

5.3.1. Киселевская свита Киселевско-Маноминского комплекса

Геологическая ситуация проявлений и текстурно-структурные характеристики базальтов киселевской свиты (переслаивание с радиоляриевыми кремнистыми образованиями, наличие гиалокластитов и шаровой отдельности в лавах) свидетельствуют о формировании их в водной среде. Ассоциация лавобрекчий 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, вероятно, во внутриплитных океанических условиях [Диденко и др., 2014 а, б; Ступина, 2010]. Петрогеохимические характеристики также подтверждают вывод об океанической внутриплитной природе базальтов киселевской свиты (приложение Б, рис. 5.6-5.9) [Диденко и др., 2014 б].

В составе киселевской свиты преобладают базальты с содержанием SiO_2 (приложение Б, рис. 5.6а) от 47 до 50%, реже встречаются пикробазальты с $\text{SiO}_2 = 44-45\%$ (среди оливин-порфировых разновидностей) и андезибазальты с $\text{SiO}_2 = 52-54\%$ (проба из верхней пластины). Согласно классификационной диаграмме TAS (рис. 5.6а) они соответствуют сериям пород субщелочной и нормальной щелочности ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 3-8\%$), но обладают низким содержанием K_2O (среднее значение 0.71%) и повышенным содержанием Na_2O (среднее значение 4.29%), что, соответственно, обуславливает их существенно натровый характер (рис. 5.6б) и сходство с известково-щелочными и даже толеитовыми сериями.

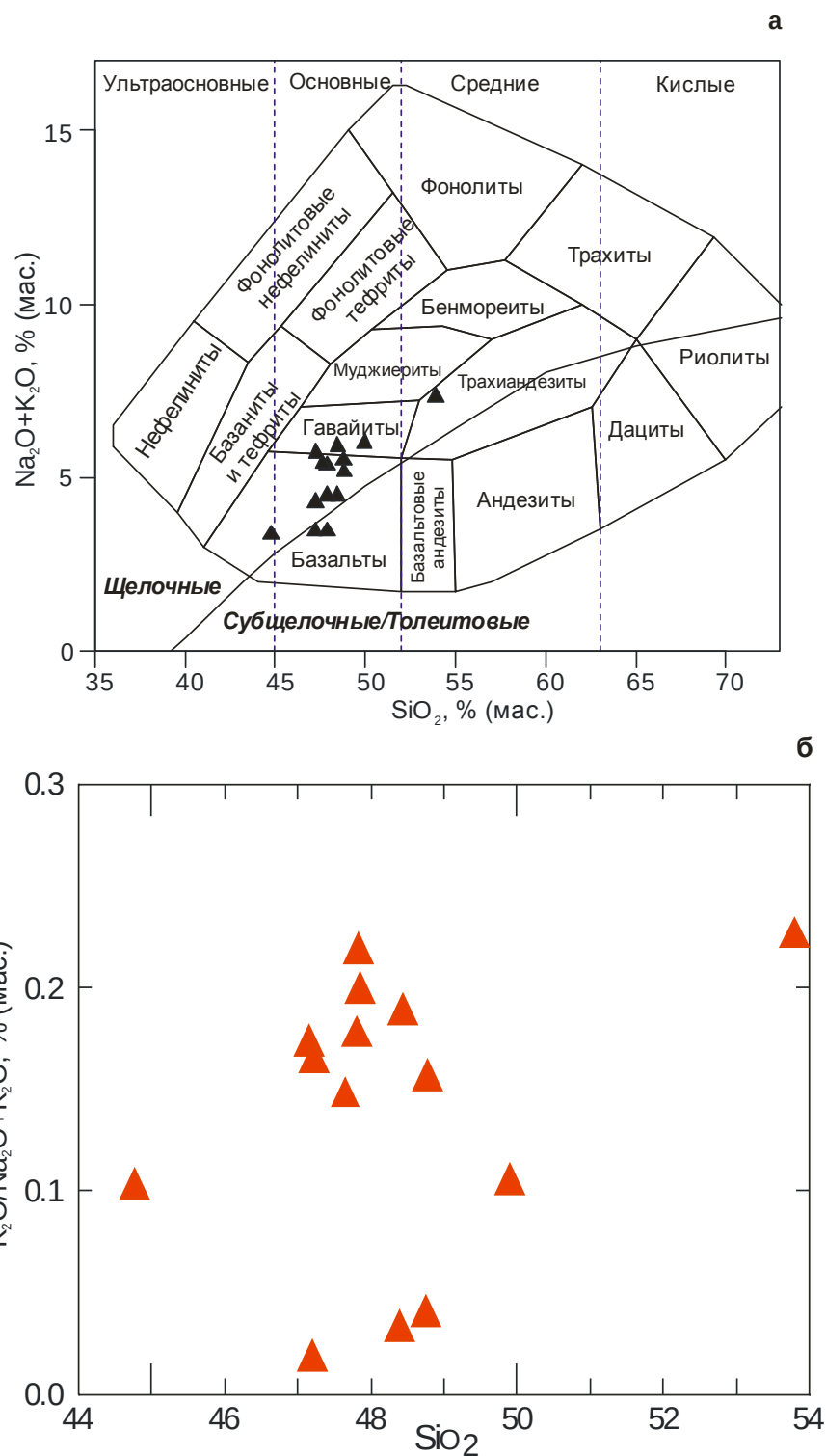


Рис. 5.6. Петрохимическая характеристика базальтов [Диденко и др., 2014б]: а – вулканы киселевской свиты на классификационной TAS-диаграмме [Cox et al., 1979], б – соотношение K_2O и K_2O+Na_2O .

Базальты имеют ферро-титановую специализацию: содержание $TiO_2=1.7-2.9\%$, FeO^* – от 9.3 до 15.1% (в гематитовых разновидностях). Повышенное содержание железа и титана определяет соответствие

описываемых базальтов высокожелезистым толеитовым на диаграмме по классификации [Jensen, 1976]. Содержание других элементов нестабильно: $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.4\text{--}18.7\%$, $\text{MgO} = 3.3\text{--}8.8\%$, $\text{CaO} = 5.8\text{--}13.2\%$. Соотношение железа и магния (1.85) соответствует таковому в базальтах толеитовой серии [Miyashiro, 1974].

Распределение составов редкоземельных элементов (РЗЭ) в базальтах киселевской свиты имеет характер, соответствующий распределению в океанических вулканитах. На спайдер-диаграммах средних хондрит-нормированных составов REE (рис. 5.7) и редких элементов (рис. 5.8) графики распределения показывают обогащение LREE, в среднем, в 100 раз и располагаются между эталонными линиями базальтов типа OIB и EMORB, имея наибольшее сходство с OIB. Характерной чертой являются Ta-Nb максимумы (рис. 5.9, 5.10).

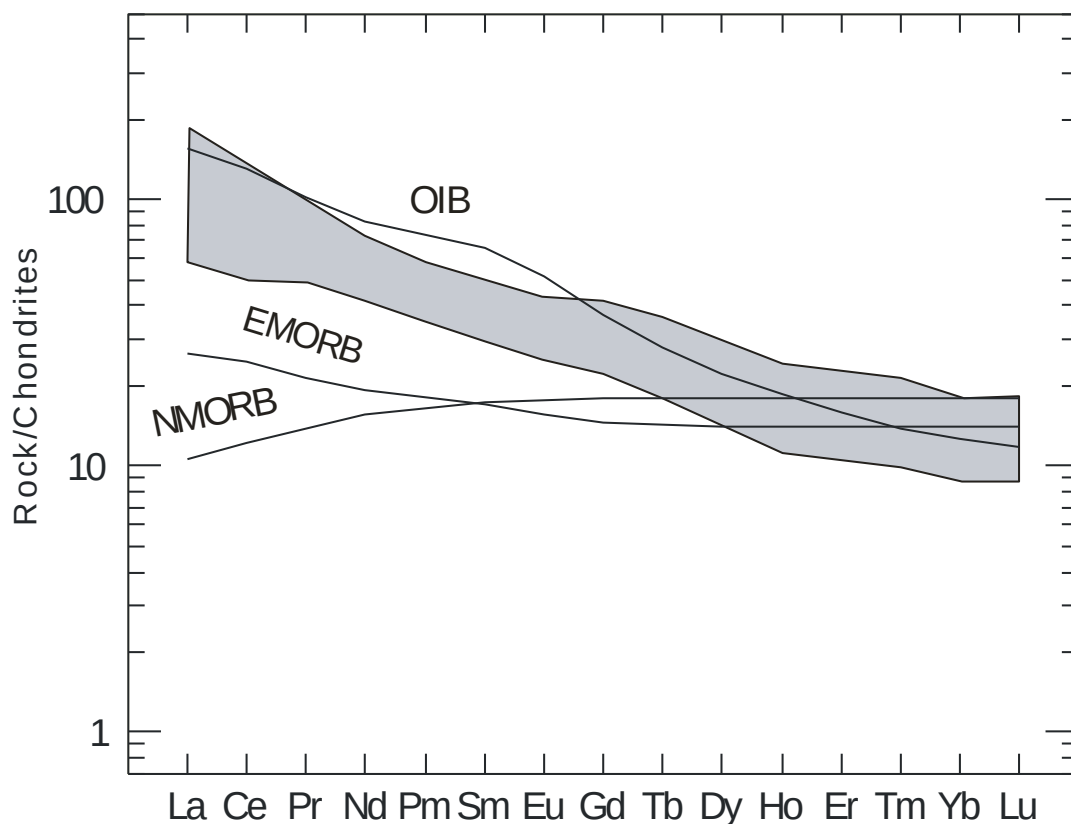


Рис. 5.7. Петрохимическая характеристика базальтов [Диденко и др., 20146]. Спайдер-диаграмма нормированных по хондриту – REE [Sun, McDonough, 1989] базальтов киселевской свиты.

Дискриминационные петрогеохимические диаграммы ($Zr-Ti/100-3Y$, $Zr-Zr/Y$), позволяющие судить о геодинамической природе вулканитов, свидетельствуют об океанической внутриплитной обстановке их формирования. Судя по положению фигуративных точек на диаграмме $Th-Zr/117-Nb/16$ 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 $Zr/4-2Nb-Y$, $Mn*10-TiO_2-P_2O_5*10$, позволяющие разделить внутриплитные базальты на толеитовые и щелочные, демонстрируют наличие среди базальтов киселевской свиты и тех, и других разновидностей.

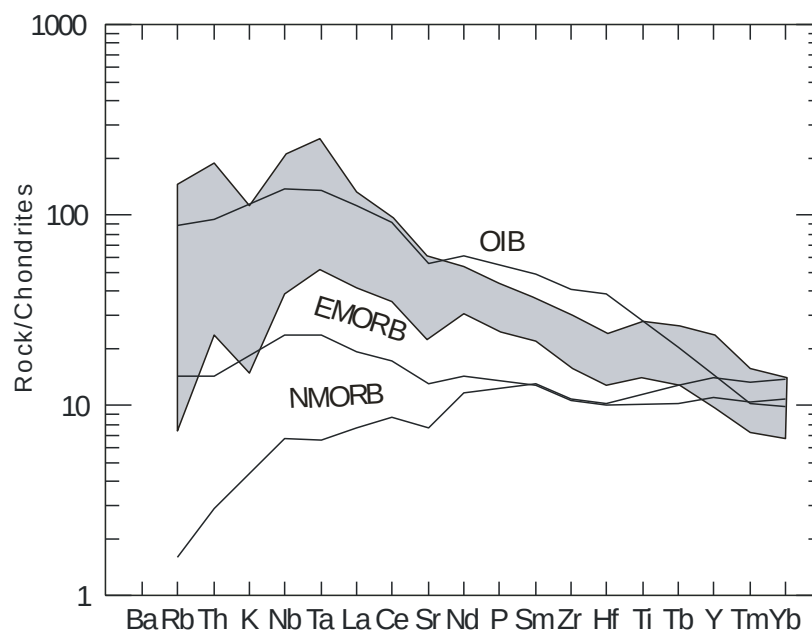


Рис. 5.8. Петрохимическая характеристика базальтов [Диденко и др., 2014б]. Спайдер-диаграмма нормированных по хондриту – RE [Thompson, 1982] базальтов киселевской свиты.

Соотношения Nb-Zr-Y-Ta свидетельствуют о формировании базальтов на океанических плато и океанических островах из плюмовых источников (рис. 5.9). Геохимические типы источников соответствуют тренду эволюции океанических мантийных магм и имеют обогащенный в различной степени характер (рис. 5.10) [Диденко и др., 2014 б].

По совокупности выделенных нами геологических и геохимических критериев базальты киселевской свиты соответствуют плюмовым базальтам, образованным в условиях симаунта. Их формирование происходило, вероятно, над внутриплитным плюмовым источником (горячая точка), подобно горячей точке Гавайских островов. Кроме вышеуказанных петрохимических критериев, это сходство отчетливо проявляется на диаграммах (рис. 5.9, 5.10), где поля фигуративных точек базальтов киселевской свиты и Гавайских островов [Pearce, 2008] совпадают. Причем, и для тех, и для других четко проявлен промежуточный характер составов между E-MORB и OIB, что наблюдается и на спайдер-диаграммах (рис. 5.11а, б).

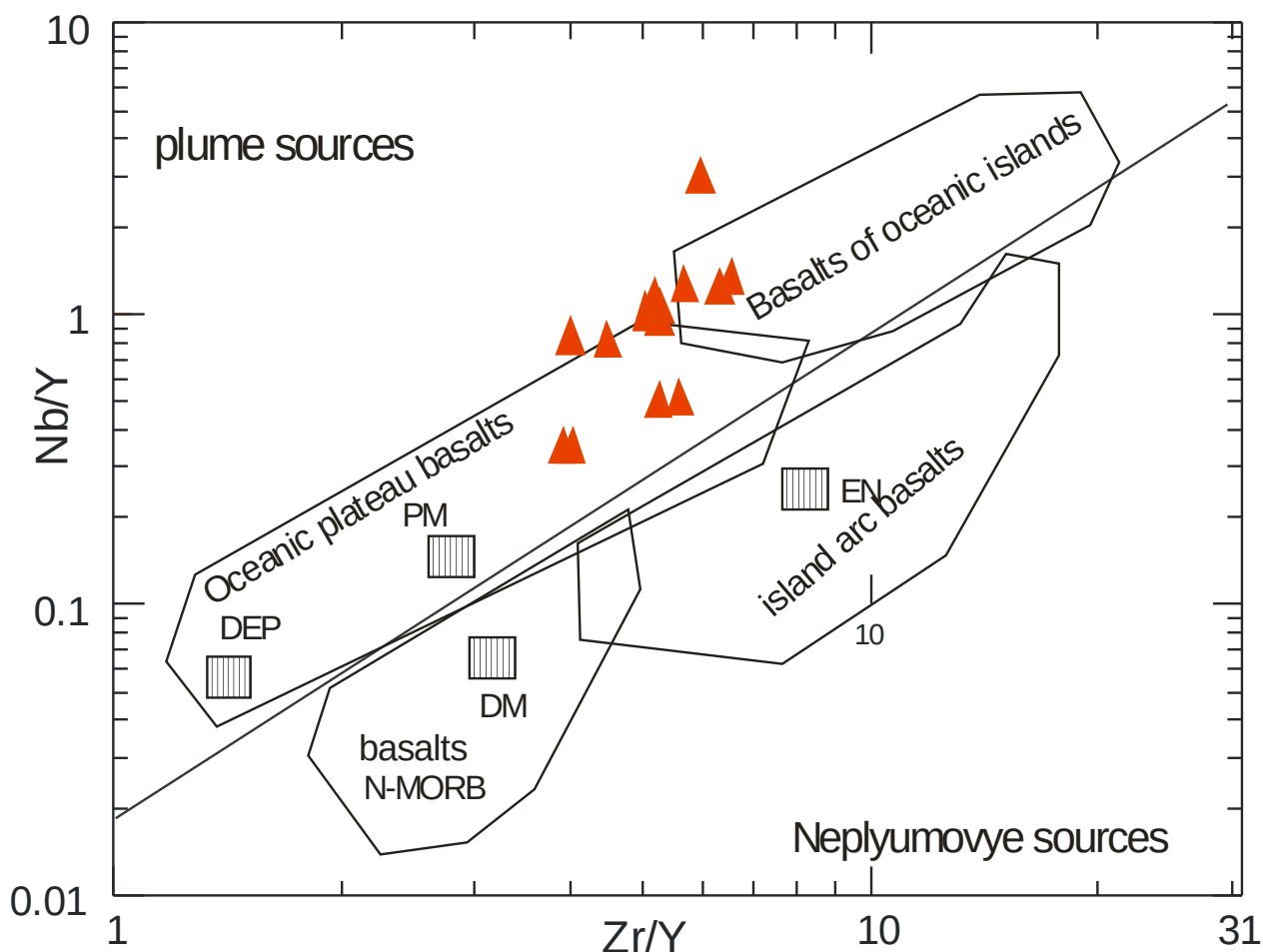


Рис. 5.9. Геохимические типы источников магм базальтов киселевской свиты [Диденко и др., 2014б] – диаграмма Zr/Y-Nb/Y [Condie, 2005].

Состав, облик и морфология пород киселевской свиты, по мнению многих исследователей [Войнова и др., 1994; Ханчук, 1994; Кириллова, Анойкин, 2011; и др.], весьма сходны с образованиями океанической плиты. Наши петро- и геохимические исследования [Диденко и др., 2014 б] полностью это подтвердили.

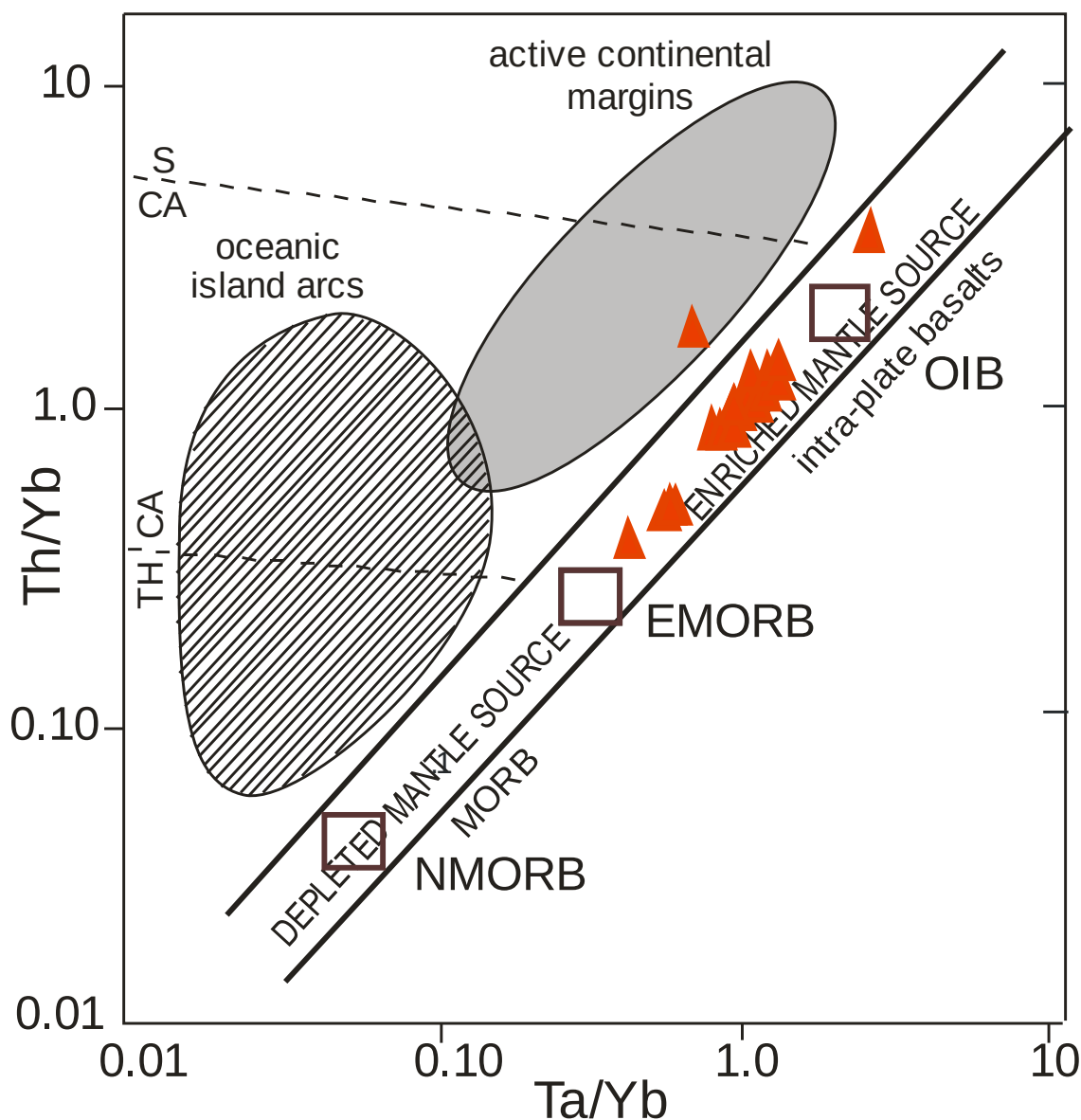


Рис. 5.10. Геохимические типы источников магм базальтов киселевской свиты [Диденко и др., 2014б] – диаграмма Ta/Yb-Th/Yb [Wilson, 1989].

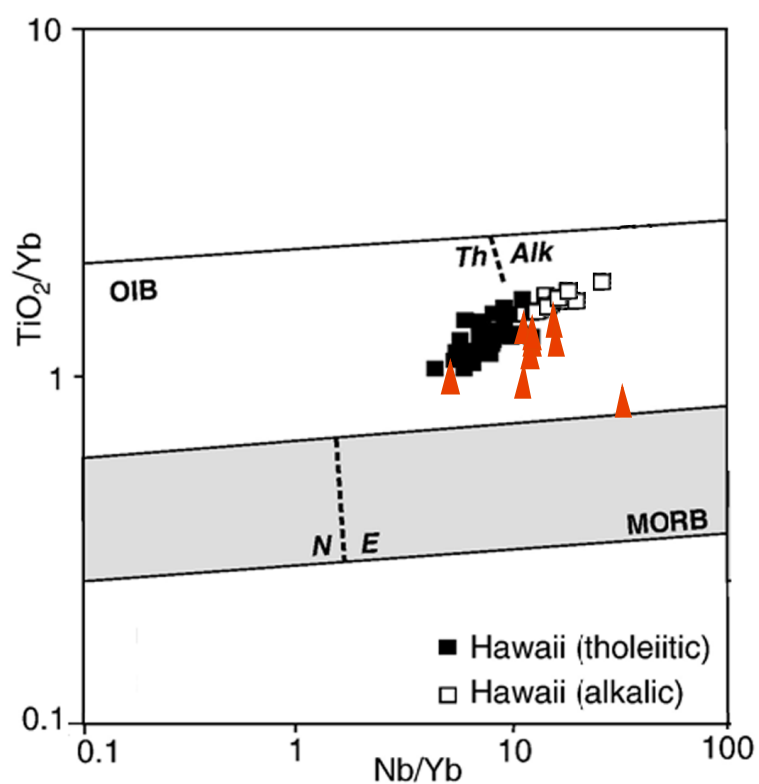
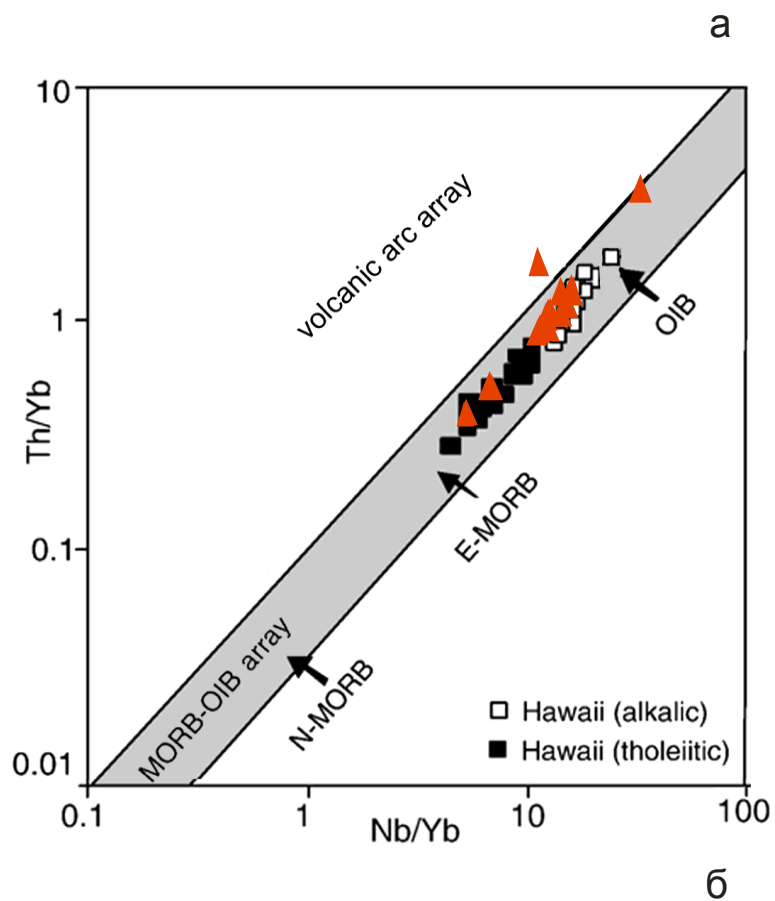


Рис. 5.11. Геохимические типы источников магм базальтов киселевской свиты [Диденко и др., 2014б]: а – диаграммы Nb/Yb-Th/Yb; б – диаграммы Nb/Yb-TiO₂/Yb [Pearce, 2008].

5.3.2. Утицкая свита Амурского комплекса

Реконструкция геодинамических (без анализа палеомагнитных данных) условий формирования структур Приамурской (Чаятынской) подзоны Западно-Сихотэ-Алиньской структурно-формационной зоны, в частности пород утицкой свиты, по петрохимическим характеристикам осадочных пород (исключая породы киселевской свиты) показали, что они соответствуют породам, формировавшимся в условиях активных континентальных окраин [Медведева, Кириллова, 2007; Кайдалов и др., 2007]. Резюмируя эти работы, а также [Натальин, 1991; Геодинамика..., 2006; Кириллова, Анойкин, 2011; и др.], можно заключить, что породы Журавлево-Амурского террейна (Амурского комплекса) формировались во фронтальной зоне аккреционного клина, вблизи своего современного положения.

5.4. Геодинамические модели меловой истории региона

На основании вышерассмотренных палеомагнитных данных для меловых пород киселевской и утицкой свит северного Сихотэ-Алиня и Сахалина, геолого-геохимической информации об их генезисе, а также имеющихся палеогеодинамических реконструкций для Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогена [Ханчук, Кемкин, 2003; Парфенов и др., 2003; и др.] предлагается следующая модель меловой истории развития региона. В качестве основы представляемой здесь региональной модели взяты глобальные плитные реконструкции [Seton et al., 2012], построенные в результате синтеза кинематических данных по океаническим плитам и рассчитанным абсолютным движениям жестких в тектоническом отношении плит относительно системы горячих точек.

Для начала рассмотрим современную упрощенную геодинамическую схему северо-западной Пацифики. В настоящее время здесь под восточную окраину Евразии субдуцирует Тихоокеанская плита, движущаяся в северо-западном направлении со скоростью примерно 9 см/год (рис. 5.11).

Под архипелаг Японских островов, Курильские острова и полуостров Камчатка субдуцирует океаническая кора с возрастом примерно от 100 до 70 млн. лет. Изученные нами меловые объекты Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогена располагаются далеко от современной зоны субдукции.

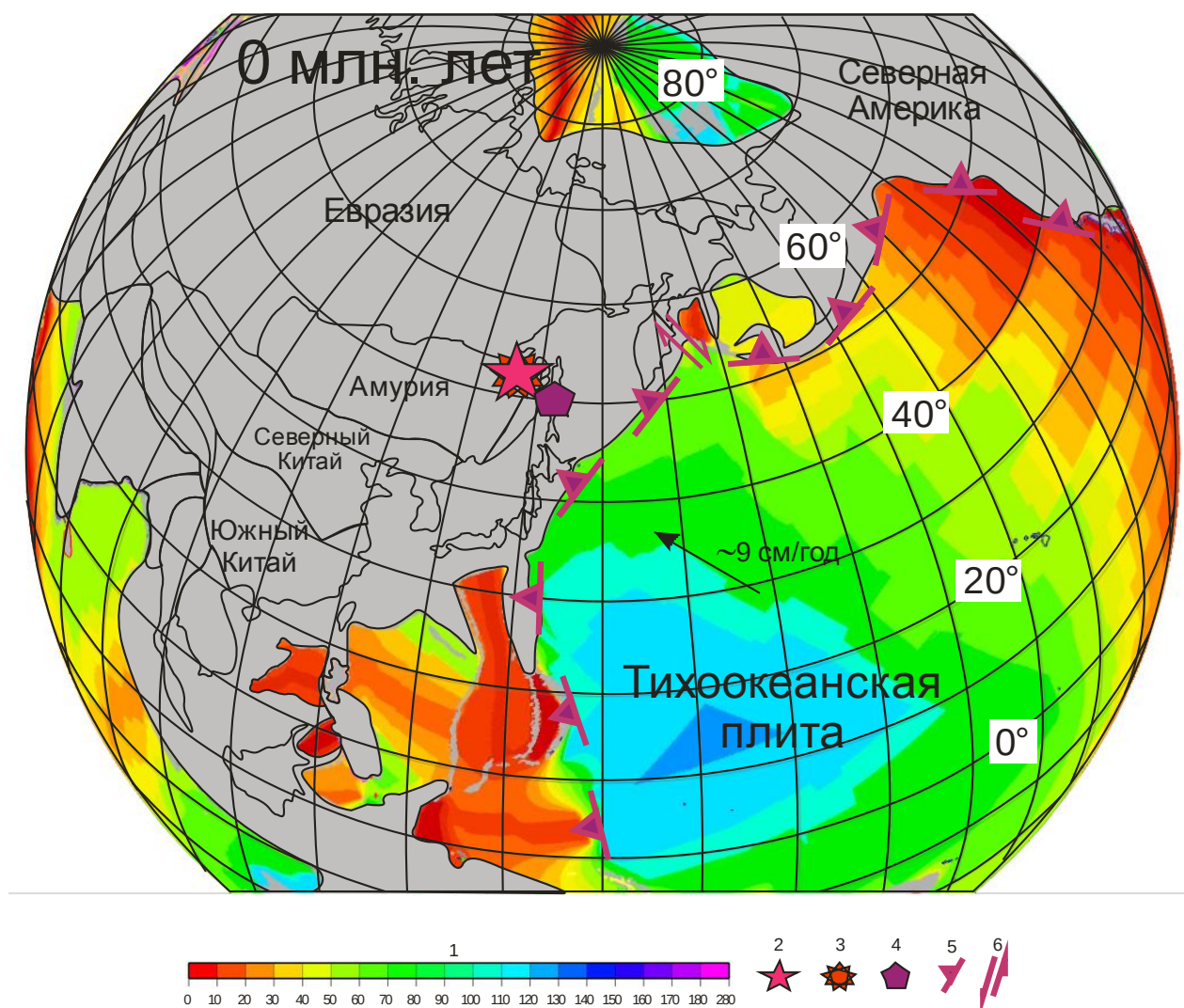


Рис. 5.11. Возраст земной коры под современными океанами с использованием данных [Seton et al., 2012]: 1 – шкала с датировками линейных геомагнитных аномалий, принятых в качестве граничных изохрон [Muller et al., 1997]; 2 – кселевская свита; 3 – утицкая свита; 4 – о. Сахалин; 5 – островные дуги; 6 – сдвиговые перемещения.

5.4.1. Начало раннего мела (135 ± 5 млн. лет)

Установленный общий характер перемещений меловых объектов Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса относительно стабильной Евразии 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 [Miyuama, Seno, 1986] в северо-западном направлении и субдуцировала под восточную окраину Евразии (рис. 5.12).

Именно в это время на плите Изнаги в полосе широт от 13 до 24° северного полушария (рис. 5.12, освещенный прямоугольник) произошло формирование осадочных и вулканогенных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса. Имеющиеся геохимические и геологические данные (см. гл. 3), а также данные о составе первичных титаномagnetитов, в которых доля ульвошпинельного компонента составляла в среднем около 0.65, 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 ($19-20^\circ$ с.ш.) с палеоширотой Киселевского блока в раннем мелу ($18 \pm 5^\circ$ с.ш.).

Наиболее вероятное положение последнего на реконструкции (рис. 5.12) 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 [Зоненшайн и др., 1990], в раннем мелу к востоку от Амурии образовался островной массив

аккреционного сложения (Сихотэ-Алинь по [Зоненшайн и др., 1990]), на восточной окраине которого заложилась Сихотэ-Алиньская островная дуга. По данным А.И. Ханчука с соавторами [Ханчук, 1993, 2000; Ханчук, Кемкин, 2003; Парфенов и др., 2003; и др.], к югу от Удско-Мургальской дуги (выше 70° на реконструкции рис. 5.12), вплоть до широты 30° , в это время формируется протяженная Буря-Сихотэ-Алиньская трансформная континентальная окраина, южнее сменяющаяся Восточно-Китайской активной окраиной [Голозубов, 2006]. В работе использована точка зрения А.И. Ханчука с соавторами, и на реконструкции для раннемелового времени (рис. 5.12) у восточной окраины Амурии показана трансформная граница. Единственное изменение касается ее протяженности — на реконструкции она заканчивается не на 30° с.ш., а в районе $50-60^\circ$. Иначе трудно было бы объяснить почти фронтальную субдукцию плиты Иванаги под китайские блоки, как это следует из кинематических реконструкций [Seton et al., 2012]. Так как рассмотрение этого вопроса не является предметом настоящей работы, здесь он только обозначен.

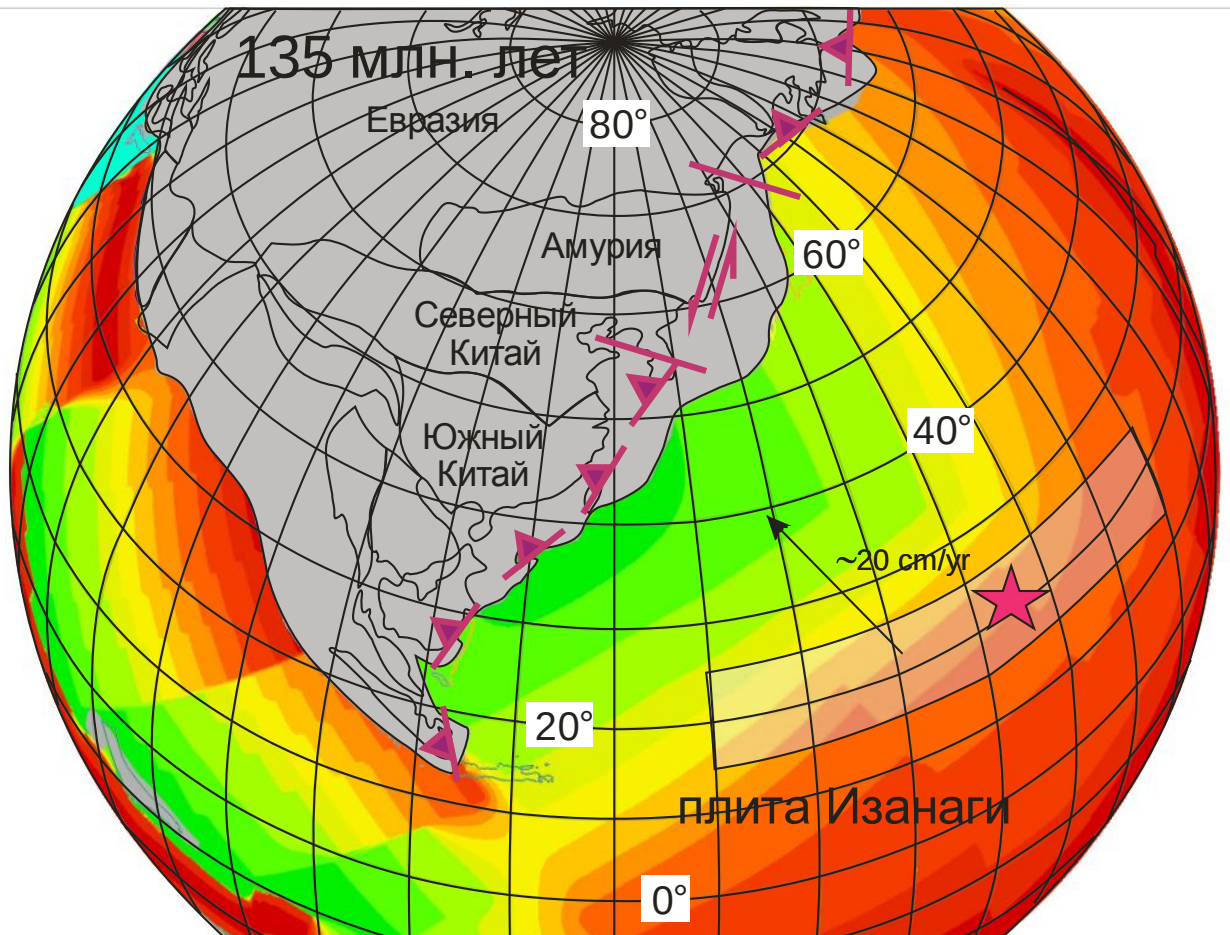


Рис. 5.12. Геодинамическая реконструкция восточной окраины Азии на 135 млн. лет с использованием кинематических реконструкций [Seton et al., 2012]. Светлый прямоугольник – участок плиты Изанаги, на котором формировались породы Киселевского блока. Условные обозначения см. рис. 5.11.

5.4.2. Конец раннего мела (105 ± 5 млн. лет)

В движении плиты Изанаги к этому времени произошли существенные изменения. Направление движения с северо-западного сменилось на субмеридиональное (рис. 5.13), а скорость, по данным [Steinberger, Gaina, 2007], могла уменьшиться до 10-15 см/год. Угол конвергенции океанической плиты с континентальной стал острым, в связи с чем, вдоль восточной границы Евразии на значительном протяжении доминировали левосторонние трансформные скольжения, и формировались турбидиты окраинно-континентального синсдвигового бассейна (Амурский комплекс) [Голозубов, Ханчук, 1995; Ханчук и др., 1995;

Парфенов и др., 2003; Голозубов, 2006]. 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) [Голозубов и др., 2000; Голозубов, 2006]. Южнее широты 30° трансформные скольжения сменялись субдукцией с формированием аккреционного клина и известково-щелочных вулканических и плутонических поясов, присущих активным континентальным окраинам.

Породы киселевской свиты к этому времени на плите Изанаги перемещались в северо-западном направлении до 40-х северных широт, достигнув окраины Евразии. Там свита попала в зону действия трансформной окраины (рис. 5.13), вдоль которой в дальнейшем она двигалась на север, точнее на северо-северо-восток.

Согласно имеющимся для этого времени палеомагнитным данным для меловых пород Западно-Сахалинского преддугового бассейна [Abrajevich et al., 2012] его положение можно ограничить 20-40° с.ш. у восточной окраины Евразии, напротив блоков Южного Китая и Индокитая (рис. 5.13). По представлениям Л.П. Зоненшайна с соавторами [Зоненшайн и др., 1990], 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 [Маркевич и др., 1996, 1997], 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: 1) кремнистый, валанжин-готеривского возраста, сформировавшийся «на океанической плите в низких широтах»; 2) вулканогенно-осадочный, баррем-альбского возраста, представляющий собой «кластический шлейф островной вулканической дуги – фрагмент пред- и задугового (тылового) прогиба, располагающегося в непосредственной близости к дуге», сформированной предположительно в «гемипелагической

области океанической плиты» [Маркевич и др., 1997, стр. 50]; 3) граувакковый альб-сеноманского возраста, формировавшийся в обстановке глубоководного желоба [Маркевич и др., 1997].

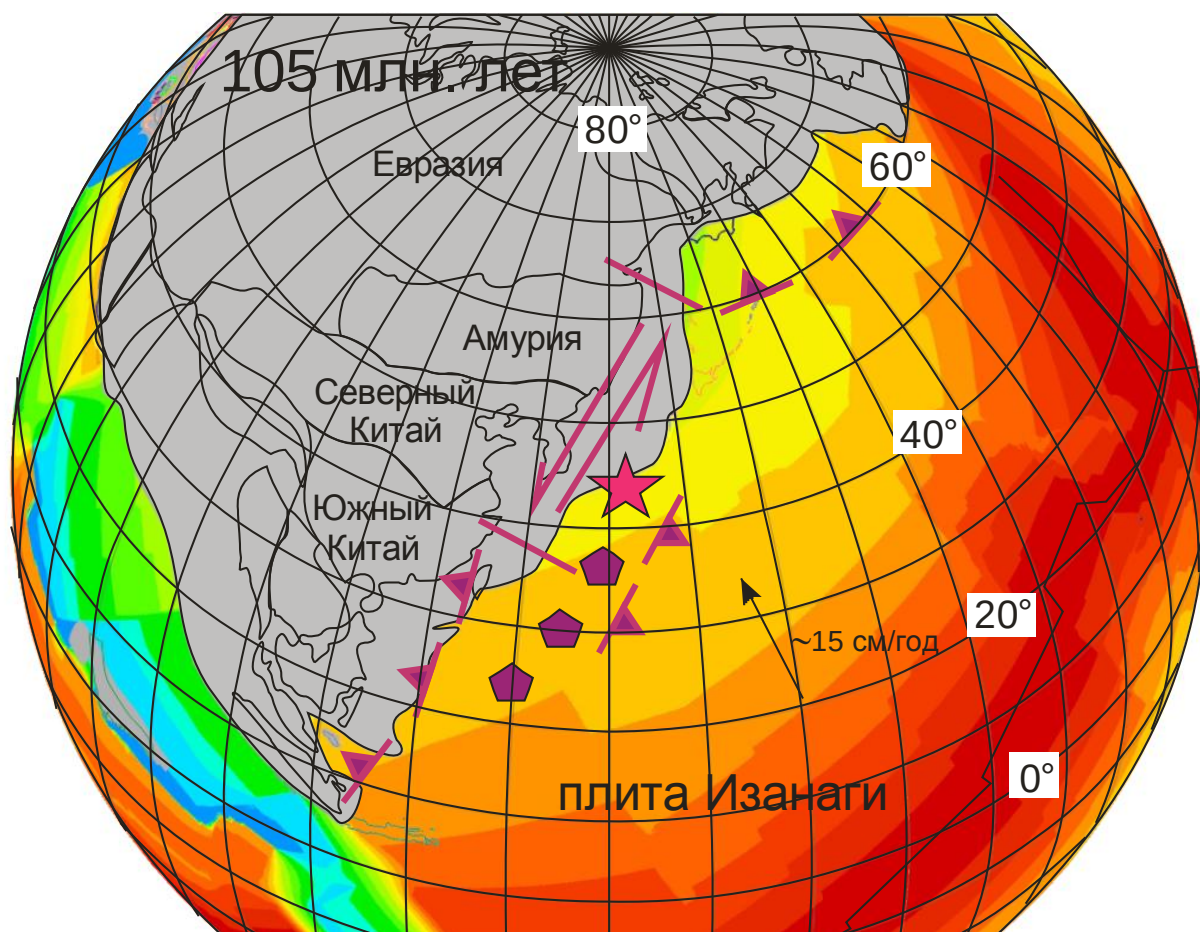


Рис. 5.13. Геодинамическая реконструкция восточной окраины Азии на 105 млн. лет с использованием кинематических реконструкций [Seton et al., 2012]. Условные обозначения см. рис. 5.11.

Совокупность 3-х перечисленных выше комплексов оз. Удиль (рис. 5.1) и вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты, формировавшихся 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.

5.4.3. Начало позднего мела (95 ± 5 млн. лет)

Основные спрединговые центры этого времени фиксировали дивергентные границы между плитами Изанаги-Тихоокеанская, Изанаги-Фараллон и Фараллон-Тихоокеанская. Примерно 100 млн. лет назад в пределах Палеопацифики произошла существенная реорганизация в движении океанических плит, которая фиксируется в изгибах трасс горячих точек на Тихоокеанской плите. Вектор конвергенции плиты Изанаги изменил направление с северо-северо-западного на северо-западное (рис. 5.14) с одновременным увеличением скорости движения до 18-20 см/год [Seton et al., 2012]. После окончания действия мелового магматизма, связанного с крупными магматическими провинциями в Палеопацифике, Тихоокеанская плита по своим размерам стала доминирующей в регионе.

В этот период нижнемеловые породы киселевской свиты и Западно-Сахалинского преддугового бассейна [Abrajevich et al., 2012] продолжали движение в северо-северо-восточном направлении вдоль участка сдвиговой окраины Евразии и были транслированы до $40-45^\circ$ северной широты (рис. 5.14).

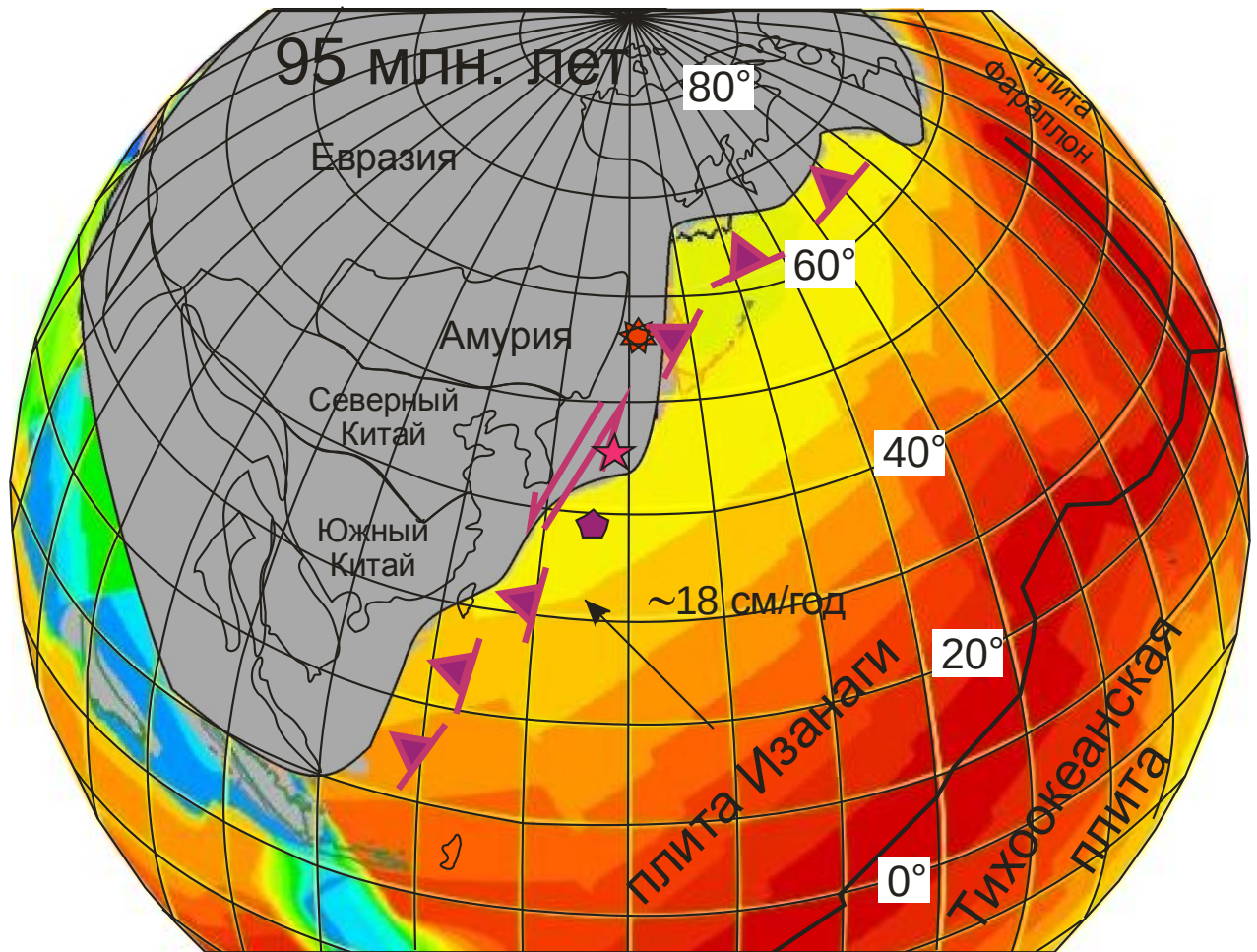


Рис. 5.14. Геодинамическая реконструкция восточной окраины Азии на 95 млн. лет с использованием кинематических реконструкций [Seton et al., 2012]. Условные обозначения см. рис. 5.11.

В это время на широте примерно 54° происходило образование верхнемеловых пород утицкой свиты, и, в частности, андезибазальтов, являющихся продуктами вулканической дуги этого возраста. Вещественный состав песчаников свиты отвечает обстановкам активных континентальных окраин, а присутствие среди них пластовых тел вулканитов известково-щелочной серии подтверждает обоснованность представлений о синхронности седиментогенеза с функционированием островной дуги [Кайдалов и др., 2007; Медведева, Кириллова, 2007]. По мнению [Кайдалов и др., 2007], линейно-прерывистое расположение выходов пластов конгломератов, развитых в разрезе утицкой свиты, свидетельствует о перемещении грубообломочного материала мощными линейными водными потоками. Это согласуется

с нашими данными по анизотропии начальной магнитной восприимчивости алевролитов и песчаников утицкой свиты (глава 4) – направление максимальной оси эллипсоидов магнитной восприимчивости без учета палеомагнитного склонения утицкой свиты составляет примерно 70° (рис. 4.10). При учете абсолютного разворота региона с позднего мела до ныне, направление максимальной оси эллипсоидов магнитной восприимчивости алевролитов и песчаников утицкой свиты будет северо-восточным, то есть параллельным окраине палеоконтинента (рис. 5.14).

5.4.4. Конец позднего мела (70 ± 5 млн. лет)

В движении плиты Изанаги к этому времени снова произошли существенные изменения. Направление движения с субмеридионального сменилось на северо-западное, а скорость движения резко увеличилась до 25 см/год [Engebretson et al., 1985]. 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 (Парфенов и др., 1999; Parfenov et al., 1991). После аккреции к Северной Азии ряда террейнов, завершившейся формированием позднемеловых орогенных поясов, и полного поглощения в зоне субдукции плиты Изанаги под окраину континента, по данным [Seton et al., 2012] это могло произойти до 55 млн. лет, начинает погружаться Тихоокеанская плита (рис. 5.15).

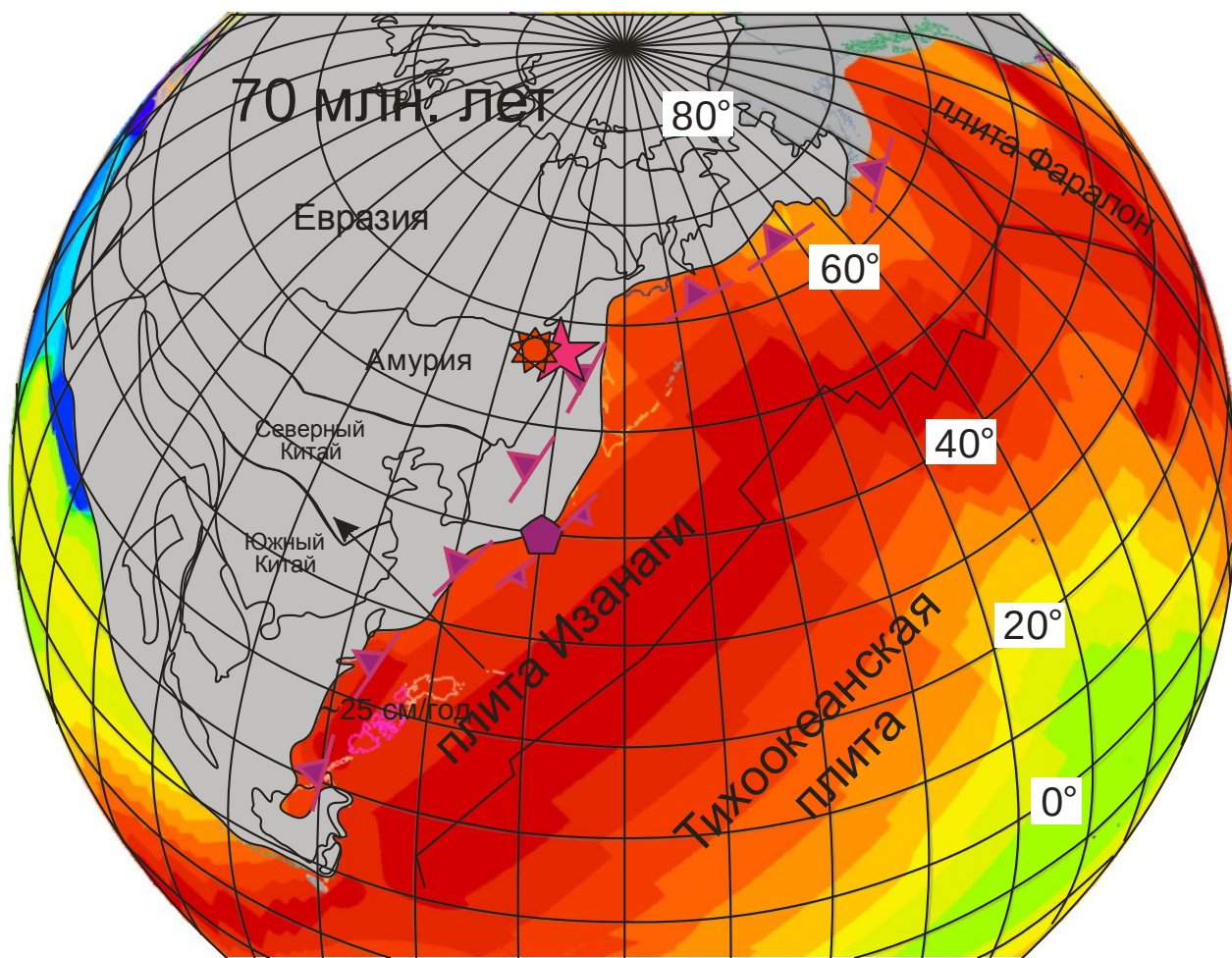


Рис. 5.15. Геодинамическая реконструкция восточной окраины Азии на 70 млн. лет с использованием кинематических реконструкций [Seton et al., 2012]. Условные обозначения см. рис. 5.11.

Киселевский блок к этому времени вдоль трансформной окраины Восточной Евразии сместился практически до своего современного положения (Нижний Амур) и вошел в состав континентальной плиты (рис. 5.15). Согласно имеющимся для этого времени палеомагнитным данным для меловых пород Западно-Сахалинского преддугового бассейна [Abrajevich et al., 2012] его широтное положение почти не изменилось – около 40° с.ш. По представления Л.П. Зоненшайна с соавторами [Зоненшайн и др., 1990], Восточно-Сахалинская дуга к этому времени сменила полярность с западной на восточную.

5.5. Третье защищаемое положение

На основе вновь полученных и литературных данных разработана магнитотектоническая реконструкция становления Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса для мелового времени (135–70 млн. лет), согласно которым Киселевский блок: 1) в интервале 135–105 млн. лет перемещался в составе плиты Изанаги в северо-западном направлении со скоростью 15–20 см/год, пройдя расстояние более 5 тысяч километров от района современной Гавайской горячей точки до восточной окраины Евразии (район Корейского п-ова); 2) в интервале 105–70 млн. лет блок в составе фрагмента аккреционного комплекса перемещался вдоль трансформной окраины Евразии на север со скоростью 4–5 см/год до своего современного положения в составе Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных нами геолого-геофизических исследований были выделены характеристические компоненты естественной остаточной намагниченности осадочных и вулканогенных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса и вулканических пород утицкой свиты Амурского комплекса:

1) характеристическая компонента киселевской свиты имеет позитивный отклик теста складки и возраст, близкий возрасту самих пород. Согласно направлению этой характеристической компоненты установлены палеошироты, на которых формировались породы – от 13.6 до 24.1° с.ш., координаты палеомагнитного полюса ($Plat=18.6^\circ$, $Plong=222.4^\circ$, $dp=5.2$, $dm=9.1^\circ$);

2) характеристическая компонента утицкой свиты, близкая по времени образования возрасту изучаемых пород – около 95 млн. лет. Согласно направлению этой характеристической компоненты установлены палеошироты, на которых формировались породы – от 43.8 до 65.4° с.ш., координаты палеомагнитного полюса ($Plat=81.6^\circ$, $Plong=208.2^\circ$, $dp=10.8$, $dm=12.5^\circ$).

По совокупности геологических и геохимических данных установлено:

1) киселевские базальтоиды соответствуют базальтам внутриплитным плюмовым источникам, подобно горячей точке Гавайских островов Тихого океана, а кремнистые породы, судя по видовому составу выявленных в них радиоляриевых сообществ [Зябрев, 1994; Sakai et al., 2002; Зябрев, Анойкин, 2013], являются пелагическими планктонными образованиями тепловодной части океанического бассейна;

2) вещественный состав песчаников свиты отвечает обстановкам активных континентальных окраин. Присутствие среди них пластовых тел вулканитов известково-щелочной серии подтверждает обоснованность

представлений о синхронности седиментогенеза с функционированием островной дуги [Кайдалов и др., 2007; Медведева, Кириллова, 2007]. Породами утицкой свиты завершается во второй половине сеномана-начале турона морская седиментация в Приамурской подзоне Западно-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоны. По мнению [Кайдалов и др., 2007], линейно-прерывистое расположение выходов пластов конгломератов свидетельствует о перемещении грубообломочного материала мощными линейными водными потоками.

На основе полученных и литературных данных рассчитаны кинематические параметры и поэтапно построена палеореконструкция, согласно которой Киселевский блок: 1) в интервале 135–105 млн. лет перемещался на плите Изанаги в северо-западном направлении со скоростью 15–20 см/год, пройдя, таким образом, расстояние более 5 тыс. км до восточной окраины Евразии (район Корейского полуострова); 2) в интервале 105–70 млн. лет в составе фрагмента аккреционного комплекса перемещался вдоль трансформной окраины Евразии на север со скоростью 4–5 см/год до своего современного положения и вошел в состав континентальной плиты.

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 [Уткин, 1997] 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 [Парфенов и др., 2003; Геодинамика..., 2006; и др.], выполняющие в настоящее время пояс различные блоки (террейны) совмещены за счет крупномасштабных горизонтальных их перемещений, в том числе левосторонних, по системе окраинно-континентальных сдвигов. Полученные в настоящей работе данные согласуются со второй моделью, в рамках которой постулируются крупномасштабные горизонтальные перемещения отдельных блоков, в частности и Киселевско-Маноминского.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баженов, М.Л. Палеомагнитные исследования перми и мезозоя Южного Приморья / М.Л. Баженов, Г.З. Гурарий, О.А. Крежовских, А.Г. Фейн // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. Отв. ред. Ю.О. Гаврилов, С.А. Куренков. – М.: Наука, 1999. – С. 181-195.
2. Буров, Б.В. Введение в дифференциальный терромагнитный анализ горных пород / Б.В. Буров, П.Г. Ясонов; под ред. Р.З. Шарафутдиновой. – Казань: Издательство Казанского университета, 1979. – 160 с.
3. Войнова, И.П. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) / И.П. Войнова, С.В. Зябрев, В.С. Приходько // Тихоокеанская геология. – 1994. – Т. 13. – № 6. – С. 83-96.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. – С. 1-572 + цв. карта.
5. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. /Красный Л.И., Вольский А.С. Васильев И.А. и др./Санкт-Петербург-Благовещенск-Харбин, 1999. 135 с. МПР РФ; ВСЕГЕИ, Амурский КПР; Мин. Геологии и минер. Ресурсов КНР; Упр. Геологии и полез.ископ.пров.Хейлунцзян.
6. Геология СССР: Т. XIX: Хабаровский край и Амурская область. Часть I: геологическое описание / под ред. А.В. Сидоренко. – М.: Недра, 1996. – 736 с.
7. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана / В.В. Голозубов. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – 231 с.

8. Голозубов, В.В. Динамика формирования раннемелового бассейна Кенсан (Юго-Восточная Корея) / В.В. Голозубов, Ли, Донг-У, А.И. Ханчук // Доклады Академии наук. – 2000. – Т. 373 – № 6. – С. 795-799.
9. Голозубов, В.В. Таухинский и Журавельский террейны (южный Сихотэ-Алинь). Фрагменты раннемеловой Азиатской окраины / В.В. Голозубов, А.И. Ханчук // Тихоокеанская геология. – 1995. – Т. 14. – № 2. – С. 13-25.
10. Диденко, А.Н. Палеомагнетизм киселевского комплекса Киселевско-Маноминского террейна Сихотэ-Алиня: геодинамические следствия: геодинамические следствия / А.Н. Диденко, А.И. Ханчук, А.И. Тихомирова // Доклады Академии наук, 2014 а. – Т. 454. – № 4. – С. 442-446.
11. Диденко, А.Н. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия / А.Н. Диденко, А.И. Ханчук, А.И. Тихомирова, И.П. Войнова // Тихоокеанская геология. – 2014 б. – Т. 33. – № 1. – С. 20–40.
12. Захаров, Ю.Д. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии / Ю.Д. Захаров, А.Н. Сокарев. – М.: Наука, 1991. – 135 с.
13. Зоненшайн, Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР / Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, Л.М. Натапов. – М.: Недра, 1990. – Т. 1. – 327 с.; – Т. 2. – 334 с.
14. Зябрев, С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России / С.В. Зябрев // Тихоокеанская геология. – 1994. – Т. 13. – № 6. – С. 74-82.
15. Зябрев, С.В. Новые данные о возрасте отложений Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса по ископаемым радиоляриям / С.В. Зябрев, В.И. Анойкин // Тихоокеанская геология. – 2013. – Т. 32. – № 3. – С. 74-83.
16. Зябрев, С.В. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная

аккреция и постааккреционные смещения / С.В. Зябрев, М.В. Мартынюк, Е.К. Шевелев // Тихоокеанская геология. – 2005. – Т. 24. – № 1. – С. 45-58.

17. Использование магнетизма горных пород при геологической съемке / Л.Е. Шолпо, Б.Ш. Русинов, М.Г. Илаев и др. – Л.: Недра, 1986. – 224 с.

18. Кайдалов, В.А. К вопросу о стратиграфии меловых отложений Нижнего Приамурья / В.А. Кайдалов // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. – Хабаровск, 1990. – С. 236-239.

19. Кайдалов, В.А. Отчёт о результатах работ за 2004-2007 гг. по Государственному контракту №3/04 Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 территории листа М-54-I (Пильдо-Лимурийский объект) / В.А. Кайдалов, В.И. Анойкин, Т.Д. Беломестнова. – Текст отчёта 219 стр., текстовые приложения на 83 стр., иллюстрации 15, таблица 1, графические приложения на 60 листах, библиография 100, ФГУП "Дальгеофизика", Центр региональных геологических исследований г. Хабаровск, ул. Льва Толстого, 8. – Росгеофонд, ХТФГИ, ФГУП "Дальгеофизика". – Хабаровский край, М-54-I, 2007.

20. Кириллова, Г.Л. Структура Амуро-Горинского фрагмента позднемезозойской Восточно-Азиатской аккреционной системы / Г.Л. Кириллова, В.И. Анойкин // Доклады Академии наук. – 2001. – Т. 436. – № 1. – С. 64-68.

21. Кудымов, А.В. Кайнозойские поля напряжений в зоне Киселевского разлома Нижнего Приамурья / А.В. Кудымов // Тихоокеанская геология. – 2010. – № 6. – Т. 29. – С. 49-56.

22. Маркевич, П.В. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня / П.В. Маркевич, В.П. Коновалов, А.И. Малиновский, А.Н. Филиппов. – Владивосток: Дальнаука, 2000. – 283 с.

23. Маркевич П. В., Зябрев С. В., Филиппов А. П., Малиновский А. И. Восточный фланг Киселевско-Мапоминского террейна: фрагмент островной

дуги в аккреционной призме (Северный Сихотэ-Алинь.)/Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 2. С. 70-98.

24. Маркевич, П.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (строение, состав и обстановки седиментации) / П.В. Маркевич, А.Н. Филиппов, А.И. Малиновский, С.В. Зябрев, В.П. Нечаев, С.В. Высоцкий. – Владивосток: Дальнаука, 1997. – 300 с.

25. Медведева, С.А. Реконструкция позднемезозойских геодинамических процессов на континентальной окраине по петрохимии песчаников (Нижнеамурское звено Сихотэ-алинского орогенного пояса) / С.А. Медведева, Г.Л. Кириллова // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященная памяти Л.М. Парфенова. Хабаровск, 11-16 июня 2007 г. / под общей ред. А.И. Ханчука – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. – С. 225-228.

26. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Каширцев В.А., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В. Мезозойский интервал траектории кажущегося движения полюса Сибирского домена Евразийской плиты // Докл. РАН. 2008. Т. 418. № 4. С. 500–505.

27. Метелкин, Д.В. Основы магнитотектоники: учебное пособие / Д.В. Метелкин, А.Ю. Казанский. – Новосибирский государственный университет, Новосибирск, 2014. – 127 с.

28. Натальин, Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР / Б.А. Натальин // Тихоокеанская геология. – 1991. – № 5. – С. 3-23.

29. Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова, С.А. Писаревский, И.А. Погарская, Ю.С. Ржевский, В.П. Родионов, И.П. Слауцитайс; под ред. А.Н. Храмова. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.

30. 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.

31. Парфенов, Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии / Л.М. Парфенов. – Новосибирск: Наука, 1984. – 192 с.
32. Парфенов, Л.М. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии / Л.М. Парфенов, Н.А. Берзин, А.И. Ханчук, Г. Бадарч, В.Г. Беличенко, А.Н. Булгатов, С.И. Дриль, Г.Л. Кириллова, М.И. Кузьмин, У. Ноклеберг, А.В. Прокопьев, В.Ф. Тимофеев, О. Томур-тогоо, Х. Янь // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22. – № 6. – С. 7-41.
33. Петрова, Г.Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях / Г.Н. Петрова // Геомагнитные исследования. – М.: Сов. Радио, 1977. – № 19. – С.40-49.
34. Печерский, Д.М. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород / Д.М. Печерский, В.И. Багин, С.Ю. Бродская, З.В. Шаронова. – М.: Наука, 1975. – 288 с.
35. Печерский, Д.М. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере / Д.М. Печерский, А.Н. Диденко. – М.: ОИФЗ РАН, 1995. – 298 с.
36. Печерский Д.М. Палеомагнитология, петромагнитология и геология. Словарь-справочник для соседей по специальности. М.: ИФЗ РАН, 2006. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://paleomag.ifz.ru>
37. Симаненко, В.П. Монероно-Самаргинская островодужная система Япономорского региона / В.П. Симаненко, В.В. Голозубов, А.И. Малиновский // Литосфера. – 2010. № 3. – С. 60-69.
38. Сокарев А.Н., Кулинич Р.Г. Палеомагнетизм япономорского сектора зоны перехода от континента к Тихому океану: справочник палеомагнитных характеристик горных пород. – Владивосток: Дальнаука, 2012. – 135 с.
39. Ступина А.И. Палеомагнетизм юрско-меловых пород киселевского блока Киселевско-Маноминского террейна // Вестник ДВО РАН. 2010. № 6 с. 120-124

40. Уткин, В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 1. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены / В.П. Уткин // Тихоокеанская геология. – 1996. – Т. 15. – № 6. – С. 44-72.

41. Уткин, В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 2. Вулкано-плутонические пояса: структурно-вещественные характеристики и закономерности формирования/ В.П. Уткин // Тихоокеанская геология. – 1997. – Т. 16. – № 16. – С. 58-79.

42. Уткин, В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов / В.П. Уткин // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18. – № 6. – С. 35-58.

43. Филиппов, А.Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маномы (Северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты / А. Н. Филиппов // Тихоокеанская геология. – 2001. – Т. 20. – № 1. – С. 25-38.

44. Ханчук, А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: автореферат дис. ... доктора геолого-минералогических наук: 04.00.01 / А.И. Ханчук – Москва, ГИН РАН, 1993. 31 с.

45. Ханчук, А.И. Новые данные о раннемеловых отложениях Нижнего Приамурья / А.И. Ханчук, Н.В. Огнянов, И.М. Попова, А.Н. Филиппов // Доклады АН СССР. – 1994. – Т. 338. – № 5. С. – 667-671.

46. Ханчук, А.И. Геология и полезные ископаемые Приморского края / А.И. Ханчук, В.В. Раткин, М.Д. Рязанцева, В.В. Голозубов, Н.Г. Гонохова. – Владивосток: Дальнаука, 1995. – 82 с.

47. Ханчук, А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России / А.И. Ханчук // Рудные

месторождения континентальных окраин. Вып. 1. – Владивосток: Дальнаука, 2000. – С. 5-34.

48. Ханчук, А.И. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое / А.И. Ханчук, И.В. Кемкин // Вестн. ДВО РАН. – 2003. – № 6. – С. 94-108.

49. Ханчук, А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня) / А.И. Ханчук, В.В. Голозубов, В.П. Симаненко, А.И. Малиновский // Доклады Академии наук. – 2004. – Т. 394. – № 6. – С. 791-795.

50. Шипунов, С.В. Основы палеомагнитного анализа: теория и практика / С.В. Шипунов // Труды ГИН РАН. Вып. 487. – М.: Наука, 1993. – 159 с.

51. Шипунов, С.В. Статистика палеомагнитных данных / С.В. Шипунов // Тр. ГИН РАН. Вып. 527. – М.: ГЕОС, 2000. – 80 с.

52. Шипунов, С.В. Тест галек в палеомагнетизме / С.В. Шипунов // Физика Земли. – 1994. – № 2. – С. 25-32

53. Шипунов, С.В. Критерии равномерности для сферических данных в палеомагнетизме / С.В. Шипунов, А.А. Муравьев // Физика Земли. – 1997. – № 12. – С. 71.

54. Abrajevitch, A. Palaeomagnetism of the West Sakhalin Basin: evidence for northward displacement during the Cretaceous / A. Abrajevitch, S. Zyabrev, A.N. Didenko, K. Kodama // Geophysical Journal International. – 2012. – V. 190. – No. 3. – P. 1439–1454.

55. Bretshtain, Y.S. Paleomagnetic directions and pole positions: Data for the USSR – Issue 3. Soviet Geophysical Committee: World Data Center-B (Moscow). Catalogue / Y.S. Bretshtain. – 1975.

56. Bretshtein, Yu. S. Magnetic properties of basic and ultrabasic rocks from the central and southern Sikhote-Alin terranes / Yu. S. Bretshtein, A.V. Klimova, S.V. Kovalenko // Russian Journal of Pacific Geology. – 1997. – V. 13. – P. 761-780.

57. Bretshtein, Yu.S. Paleomagnetic study of Triassic deposits in Southern Primorye (preliminary results) / Yu.S. Bretshtein, Yu.D. Zakharov, A.V. Klimova // Russian Journal of Pacific Geology. – 2003. – V. 22. – No. 1. – P. 71-82.
58. Briden, J.C. Pre-Carboniferous Paleomagnetism of Europe north of the Alpine orogenic belt / J.C. Briden, B.A. Duff // Paleoreconstruction of the Continents; M.W. McElhinny and D.A. Valencio (Editors). – Am. Geophys. Union Geodyn. Ser. 2. – 1981. – C. 137-150.
59. Butler, R.F. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terrains / R.F. Butler. – Oxford: Backwell Sci. Publ., 1992. – 319 p.
60. Chadima, M. Anisoft 4.2 / M. Chadima, V. Jelinek. – 2009; available at: www.agico.com.
61. Chadima, M. Safyr4W / M. Chadima, J. Pokorny. – 2009; available at: www.agico.com.
62. Chadima, M. Rema6W – MS Windows Software for Controlling JR-6 Series Spinner Magnetometers / M. Chadima, J. Pokorny, M. Dušek // The Earth's Magnetic Interior; E. Petrovský et al. (eds.). – IAGA Special Sopron Book Series 1. – 2011. – P. 303-309.
63. Coe, R.S. Paleomagnetic results from Alaska and their tectonic implication / R.S. Coe, B.R. Globberman, P.W. Plumley, G.A. Thrupp // Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region, Earth. Sci. Ser; edited by D. G. Howell. – Circum-Pac. Counc. for Energy and Miner. Resour., Houston, Tex. – 1985. – V. 1. – P. 85-108.
64. Condie, K.S. High field strength element ratios in Archean basalts; a window to evolving sources of mantle plumes? / K.S. Condie // Lithos. – 2005. – V. 79. – P. 491-504.
65. Cox, K.J. The Interpretation of igneous Rocks / K.J. Cox, J.D. Bell, R.J. Pankhurst; publisher: George Allen and Union. – London, 1979.
66. Didenko, A.N. Revised Paleozoic APWP for E.Europe, Siberia, N.China and Tarim plates / A.N. Didenko, D.M. Pechersky // L.P. Zonenshain Memorial conf. on Plate Tectonics. – Moscow: IO RAS, 1993. – P. 47-48.

67. Dunlop, D.J. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers / D.J. Dunlop, O. Ozdemir // Cambridge Univ. Press. – Cambridge, 1997. – 573 p.

68. Dunlop, D.J. Theory and application of the day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils / D.J. Dunlop // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107. No. B3, 10.1029/2001JB000487.

69. Engebretson, D. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin / D. Engebretson, A. Cox, R.G. Gordon // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 206. – 1985. – P. 1-59.

70. Enkin, R.J. The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies / R.J. Enkin // Earth Planet. Sci. Lett. – 2003. – V. 212. – P. 151-166.

71. Enkin, R.J. A computer program package for Analysis and presentation of paleomagnetic data / R.J. Enkin // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. – 16 p.

72. Fisher, R.A. Dispersion on a sphere / R.A. Fisher // Proc. R. Soc. London, Ser. A, 217. – 1953. – P. 295-305.

73. Flinn, D. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid / D. Flinn // Geol. Mag. – 1965. – V. 102. – No. 1. – P. 36-45.

74. Gurnis, M. Plate tectonic reconstructions with continuously closing plates / M. Gurnis, M. Turner, S. Zahirovic, L. DiCaprio, S. Spasojevic, R.D. Müller, J. Boyden, M. Seton, V.C. Manea, D.J. Bower // Computers & Geosciences. – 2012. – V. 38. – P. 35-42.

75. Harbert, W. Paleomagnetic data from Alaska: reliability, interpretation and terrane trajectories / W. Harbert // Tectonophysics. – 1990. – V. 184. – Is. 1. – P. 111-135.

76. Hillhouse J.W. Accretion of southern Alaska. Tectonophysics. V. 139, Is. 1-2, 1987, pp. 107-122.

77. IGRF (The International Geomagnetic Reference Field) [electronic resource]. – 2009 – Access mode:
http://www.geomag.bgs.ac.uk/data_service/models_compass/igrf_form.shtml.

78. Irving, E. Paleomagnetism and its Application to Geological and Geophysical Problems / E. Irving. – New York: John Wiley & Sons, 1964. – 399 p.
79. Isozaki, Y. New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands / Y. Isozaki, K. Aoki, T. Nakama, S. Yanai // *Gondwana Research*. – 2010. – V. 18. – P. 82-105.
80. Jensen, L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks / L.S. Jensen // *Ontario Div. Mines. Misc. Pap.* 66. – 1976. – 22 p.
81. Khanchuk, A.I. Tectonic of Russian Southeast / A.I. Khanchuk // *Chishitsu News*. – 1994. – No. 480. – P. 19-22.
82. Khramov, A.N. Paleomagnetic directions and pole positions: Data for the USSR – Issue 4. Soviet Geophysical Committee: World Data Center-B (Moscow). Catalogue / A.N. Khramov. – 1979.
83. Kim, K.H. Jurassic and Triassic paleomagnetism of South Korea / K.H. Kim, R. Van der Voo // *Tectonics*. – 2012. – V. 9. – Issue 4. – P. 699–717.
84. Kirschvink, J.L. The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data / J.L. Kirschvink // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* – 1980. – V. 62. – P. 699–718.
85. Maruyama, S. Orogeny and relative plate motions-Example of the Japanese Islands / S. Maruyama, T. Seno // *Tectonophysics*. – 1986. – V.127. – No. 3/4. – P. 305-329.
86. Maruyama, S. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate synthesis from 750 Ma to the present / S. Maruyama, Y. Isozaki, G. Kimura, M. Terabayashi // *The Island Arc*. – 1997. – V. 6. – P. 121–142.
87. McElhinny, M.W. IAGA global paleomagnetic database / M.W. McElhinny, J. Lock // *Geophys. J. Int.* – 1990. – V. 101. – P.763–766.
88. McElhinny M.W. Palaeomagnetism and Plate Tectonics / M.W. McElhinny. – London: Cambridge University Press, 1973. – 358 p.
89. McFadden, P.L. Classification of the reversal test in palaeomagnetism / P.L. McFadden, M.W. McElhinny // *Geophysical Journal International*. – 1990. – No. 103. – P. 725-729.

90. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Res.*, 2010, doi:10.1016/j.gr.2009.12.008
91. Miyashiro, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins / A. Miyashiro // *Amer. J. Sci.* – 1974. – V. 274. – No. 4. – P. 321-355.
92. Muller R.D., Walter R.R., Royer J., Gahagan L.M., and Sclater J.G. Digital isochrones of the world's ocean floor // *Journal of geophysical research.* – 1997. – V. 102. – No. B2. – P. 3211-3214.
93. Naumova, V.V. Geographic information systems (GIS) spatial data compilation of geodynamic, tectonic, metallogenic, mineral deposit, and geophysical maps and associated descriptive data for Northeast Asia / V.V. Naumova, R.M. Miller, M.I. Patuk, M.U. Kapitanchuk, W.J. Nokleberg, A.I. Khanchuk, L.M. Parfenov, S.M. Rodionov // *U.S. Geological Survey Open-File Report 2006-1150 [CD-ROM]*. – 2006.
94. Nevolina, S.I. Paleomagnetic directions and pole positions: Data for the USSR – Issue 6. Soviet Geophysical Committee: World Data Center-B (Moscow). Catalogue / S.I. Nevolina, A.N. Sokarev. – 1986.
95. Otofujii, Y.-I. Late Cretaceous palaeomagnetic results from Sikhote Alin, far eastern Russia: Tectonic implications for the eastern margin of the Mongolia Block / Y.-I. Otofujii, T. Matsuda, R. Enami, K. Uno, K. Nishihama, N. Halim, L. Su, H. Zaman, R.G. Kulinich, P.S. Zimin, A.P. Matunin, V.G. Sakhno // *Geophysical Journal International.* – 2003. – V. 152. – No. 1. P. 202-214.
96. 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 / Y.-I. Otofujii, T. Matsuda, T. Itaya, T. Shibata, M. Matsumoto, T. Yamanoto, C. Morimoto, R.G. Kulinich, P.S. Zimin, A.P. Matunin, V.G. Sakhno, K. Kimara // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1995. – V. 130. – P. 95–108.

97. Parfenov, L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma mesozoids in the context of plate tectonics / L.M. Parfenov // *Tectonophysics*. – 1991. – T. 199. – No. 2-4. – C. 319-342.
98. Pearce, J. A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust / J. A. Pearce // *Lithos*. – 2008. – V. 100. – P. 14–48.
99. Pechersky, D.M. Paleomagnetic studies of Mesozoic deposits of the northeast of the USSR / D.M. Pechersky // *Izv.Acad.Sci.USSR Ser.Fizika Zemli*. – 1970. – P. 69-83.
100. Pisarevsky, S. A. New Edition of the Global Paleomagnetic Database / S. A. Pisarevsky // *EOS Transactions American Geophysical Union*. – 2005. – V. 86. – No. 17. – P. 170.
101. Sakai, T. Examination of the Late Jurassic-Early Cretaceous subduction complexes along the Amur River: a new perspective on the accretionary terrane in Far East / T. Sakai, K. Ishida, T. Kozai, T. Ohta, N. Ishida, G.L. Kirillova, Ju. Kalinin // *Cretaceous continental margin of East Asia: Stratigraphy, sedimentation, and tectonic. The IV-th international symposium of IGCP 434. Khabarovsk. 3-12 september*. – 2002. – P. 51.
102. Seguin, M. K. Paleomagnetic constraints in the crustal evolution of the Yangtze block, southeastern China / M. K. Seguin, Y. Zhai // *Tectonophysics*. – 1992. – V. 210. – C. 59-76.
103. Seton, M. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma / M. Seton, R.D. Müller, S. Zahirovic, C. Gaina, T. Torsvik, G. Shephard, A. Talsma, M. Gurnis, M. Turner, S. Maus, M. Chandler // *Earth-Science Reviews*. – 2012. – V. 113. – P. 212–270.
104. Steinberger, B. Plate-tectonic reconstructions predict part of the Hawaiian hotspot track to be preserved in the Bering Sea / B. Steinberger, C. Gaina // *Geology*. – 2007. – V. 35. – No. 5. – P. 7–10.
105. Sun, S.S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S.S. Sun, W.F. McDonough //

Magmatism in the oceanic basins; eds. A.D. Saunders, M. J. Norry. – Geol. Soc. Spec. Publ. – 1989. – No. 42. – P. 313-345.

106. Thompson, R. N. British Tertiary volcanic province / R. N. Thompson // Scott. J. Geol. – 1982. – V. 18. – P. 49-107.

107. Torsvik, T.H. Global plate motion frames: toward a unified model / T.H. Torsvik, R.D. Muller, R. Van der Voo, B. Steinberger, C. Gaina // Reviews of geophysics. – 2008. – V. 46. – No. 3. – P. RG3004.

108. Torsvik, T.H. Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP / T.H. Torsvik, M.A. Smethurst // Computers and Geosciences. – 1999. – V. 25. – P. 395–402.

109. Uno, K. Late Cretaceous paleomagnetic results from Northeast Asian continental margin: The Sikhote Alin mountain range, eastern Russia / K. Uno, Y.-I. Otofuji, T. Matsuda, Y. Kuniko, R. Enami, R.G. Kulinich, P.S. Zimin, A.P. Matunin, V.G. Sakhno // Geophysical Research Letters. – 1999. – V. 26. – No. 5. – P. 553-556.

110. Van der Voo, R. The reliability of paleomagnetic data / R. Van der Voo // Tectonophysics. – 1990. – V. 184. – P. 1–9.

111. Van der Voo, R. Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns / R. Van der Voo // Geol. Soc. Am. Bull. – 1988. – V. 100. – P. 311-324.

112. Wilson M. Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. Harper Collins Academic, 1989. 466 p.

113. Zijderfeld, J.D.A. A. C. demagnetization of rocks: analysis of results / J.D.A. Zijderfeld // Methods in Paleomagnetism; eds. D.W. Collinson, K.M. Creer, S.K. Runcorn. – Elsevier: Amsterdam, 1967. – P. 254–286.

Приложение А. Мезозойские палеомагнитные данные для Приморья и Сахалина в соответствии с Мировой базой палеомагнитных данных [Pisarevsky, 2005]

№ ссылки	объект, тип пород	с.ш.	в. д.	возраст	тесты	палео-широт а	палео-долгот а	dp	dm	demag-code	Литературный источник
4140	Приморье, экструзивные породы, дациты, базальты	44	135	60.5±7.5	Ro,M	58	35	9	13	1	Bretshtain, 1975
4155	Приморье, экструзивные породы, руды	43.9	135	61.5±27.5	M	75	146	4.8	5.4	1	Khramov, 1979
4303	Юго-Западное Приморье, экструзивные породы, липариты, игнимбриты, туфы	44	135.3	63.5±1.5	N	76	242	11	15	1	Nevolina, Sokarev, 1986
8353	Сихотэ-Алинь, экструзивные породы, спекшийся туф	44	135	66.0±2.0	Fo,Ro	85.8	347.1	13	17	4	Otofuji, Matsuda, Itaya et al., 1995
304	Северное Приморье, экструзивные породы, андезиты, дациты, туфы	46.5	138.5	66.5±4.5	Ro	68	245	10	14	2	Nevolina, Sokarev, 1986
4305	Северное Приморье, экструзивные породы, осадки, андезиты	46.5	138.5	68.0±3.0	Ro	83	20	12	16	2	Nevolina, Sokarev, 1986
4245	Сахалин, осадки, алевролиты, песчаники, глины	47.3	142.4	68.0±3.0	F+,R-, M	73	246	7	9	2	Pechersky, 1970
8307	Сихотэ-Алинь, экструзивные породы	44	135	72.5±6.5	Rc,F+	85.9	11.3	10	10	4	Uno, Otofuji, Matsuda et al., 1999
8962	Сихотэ-Алинь, экструзивные породы, спекшийся туф	44	135	74.0±3.0	F+,R-	71.5	38.9	9.9	9.9	4	Otofuji, Matsuda, Enami et al., 2003

Продолжение приложения А

4244	Приморье, интрузивы, порфириты, спекшиеся осадки	44	135	80.0±7.0	Ro,M	49	187	12	14	1	Bretshtain, 1975
8633	Приморье, р. Хор, метаморфические породы	47.1	137. 8	123.0±23.0	Ro,M	47.1	249.5	4	6.7	3	Bretshtein, Klimova, Kovalenko, 1997
7323	Сихотэ-Алинь, метаморфические породы, гнейсы	47.5	136. 5	203.0±57.0	N	51.9	234	0	0	2	Tchuyko, 1991
9217	Приморье, осадки	43.2	132. 1	239.5±11.5	F*o	61.1	78.8	13	15	3	Bretshtein, Zakharov, Klimova, 2003

Примечание: палеоширота, палеодолгота – координаты палеомагнитного полюса; dp, dm – доверительные интервалы палеомагнитного полюса; demagcode – критерий надежности в соответствии с Мировой базой палеомагнитных данных; тесты: R – обращения; M – магнитные; N – отсутствуют; F – складки (индексы «o» – неопределенный результат теста; «-» – отрицательный; «+» – положительный

Приложение Б. Геохимический анализ базальтов киселевской свиты
Киселевско-Маноминского комплекса

№	5	9	9a	11	11a	44	110	111	113	120
Основные элементы (мас.%)										
SiO ₂	49.90	48.44	-	-	-	53.89	47.86	-	-	-
TiO ₂	1.70	2.82	-	-	-	1.71	2.12	-	-	-
Al ₂ O ₃	18.65	16.36	-	-	-	14.89	16.38	-	-	-
FeO	10.28	15.09	-	-	-	9.30	11.96	-	-	-
MnO	0.12	0.10	-	-	-	0.21	0.14	-	-	-
MgO	7.09	3.28	-	-	-	3.76	6.34	-	-	-
CaO	5.83	6.19	-	-	-	7.83	8.81	-	-	-
Na ₂ O	5.39	4.78	-	-	-	5.67	4.31	-	-	-
K ₂ O	0.62	1.10	-	-	-	1.64	1.06	-	-	-
P ₂ O ₅	0.47	0.43	-	-	-	0.40	0.33	-	-	-
Summ	100.05	98.59	-	-	-	99.30	99.31	-	-	-
Микроэлементы (мкг/г)										
Sc	16.06	27.27	25.13	29.50	24.11	16.34	23.97	30.27	31.62	29.14
Rb	10.35	35.74	32.45	26.01	21.11	34.96	47.35	50.90	33.39	8.10
Sr	389.16	456.40	415.57	501.31	411.59	365.06	432.80	427.37	629.84	350.66
Y	25.42	47.35	42.36	36.41	29.17	28.03	22.83	26.06	26.24	25.41
Zr	152.14	189.47	167.07	203.40	153.02	125.79	115.78	135.27	137.64	110.75
Nb	72.84	16.10	14.54	17.64	13.80	22.00	22.65	28.04	28.38	21.53
Cs	0.86	1.16	1.09	0.70	0.56	0.86	0.54	0.31	0.22	0.22
La	43.45	18.07	16.43	16.76	13.75	31.71	18.32	22.29	23.75	18.47
Ce	83.56	37.90	33.81	38.78	31.13	61.26	39.18	46.12	48.11	39.68
Pr	9.46	6.12	5.55	5.71	4.61	7.66	4.84	5.79	5.93	5.02
Nd	33.97	28.64	25.74	26.04	21.09	32.09	20.07	23.46	24.55	21.01
Sm	5.97	7.52	6.82	6.96	5.70	7.37	4.53	5.45	5.61	4.76
Eu	1.74	2.48	2.23	2.36	1.91	2.46	1.54	1.85	1.96	1.59
Gd	6.08	8.51	7.57	7.68	6.20	7.44	4.98	5.90	6.16	5.34
Tb	0.80	1.35	1.19	1.20	0.98	1.03	0.74	0.86	0.89	0.78
Dy	4.32	7.45	6.59	6.56	5.32	5.23	4.91	4.67	4.78	4.26
Ho	0.78	1.37	1.19	1.16	0.94	0.88	0.72	0.83	0.84	0.78
Er	2.34	3.73	3.33	3.12	2.51	2.39	2.00	2.32	2.36	2.18
Tm	0.35	0.54	0.47	0.44	0.35	0.33	0.29	0.33	0.34	0.32
Yb	2.17	3.04	2.70	2.54	2.03	1.92	1.79	1.92	1.97	1.91
Lu	0.35	0.47	0.39	0.38	0.28	0.28	0.27	0.28	0.29	0.29
Hf	3.30	4.53	4.06	4.81	3.81	2.80	2.60	3.11	3.20	2.57
Ta	5.03	1.22	1.08	1.33	1.03	1.22	1.55	1.91	1.95	1.55
Th	7.53	1.12	1.00	1.21	0.98	3.20	1.54	1.94	2.41	1.57

Продолжение приложения Б

№	131	139	146	154	155	160	160а	161	162	165	173	195
Основные элементы (мас.%)												
SiO ₂	47.15	48.40	48.76	47.23	-	47.83	-	-	48.77	47.81	44.77	47.21
TiO ₂	1.93	2.40	2.73	2.37	-	2.14	-	-	2.67	1.70	2.85	2.57
Al ₂ O ₃	12.43	15.58	15.08	16.16	-	13.02	-	-	16.60	12.41	16.40	16.20
FeO	12.41	10.55	13.67	12.53	-	12.57	-	-	12.51	11.82	14.07	12.78
MnO	0.13	0.12	0.18	0.12	-	0.13	-	-	0.08	0.10	0.16	0.13
MgO	8.76	5.41	5.87	6.74	-	7.59	-	-	4.72	8.37	7.77	8.52
CaO	12.72	12.23	7.23	7.96	-	10.93	-	-	8.21	13.21	9.16	7.05
Na ₂ O	2.85	4.37	5.27	4.77	-	3.50	-	-	4.38	2.86	3.03	4.22
K ₂ O	0.59	0.14	0.21	0.93	-	0.97	-	-	0.80	0.61	0.34	0.07
P ₂ O ₅	0.23	0.42	0.36	0.32	-	0.30	-	-	0.36	0.20	0.42	0.35
Summ	99.20	99.62	99.36	99.13	-	98.98	-	-	99.10	99.09	98.97	99.10
Микроэлементы (мкг/г)												
Sc	-	-	27.65	30.35	30.57	39.88	38.33	22.49	-	-	24.19	-
Rb	-	-	6.27	6.38	14.64	17.23	16.39	19.79	-	-	2.52	-
Sr	-	-	333.03	426.09	279.69	277.95	269.52	714.78	-	-	425.32	-
Y	-	-	31.62	24.52	29.51	20.32	19.63	26.00	-	-	27.96	-
Zr	-	-	164.57	124.48	155.67	131.28	124.68	147.85	-	-	161.08	-
Nb	-	-	31.00	24.44	30.15	25.37	23.96	31.72	-	-	39.61	-
Cs	-	-	0.11	0.48	0.19	0.15	0.15	0.06	-	-	0.07	-
La	-	-	24.31	22.25	22.85	18.39	17.55	23.84	-	-	29.92	-
Ce	-	-	51.05	45.47	47.27	38.78	36.91	50.11	-	-	62.99	-
Pr	-	-	6.51	5.47	5.96	4.91	4.70	6.29	-	-	7.58	-
Nd	-	-	26.95	22.20	24.98	20.19	19.29	25.59	-	-	29.83	-
Sm	-	-	6.20	4.93	5.83	4.57	4.48	5.73	-	-	6.26	-
Eu	-	-	2.07	1.69	1.91	1.52	1.46	1.94	-	-	2.00	-
Gd	-	-	6.71	5.29	6.28	4.87	4.62	6.06	-	-	6.66	-
Tb	-	-	1.01	0.79	0.94	0.71	0.68	0.88	-	-	0.95	-
Dy	-	-	5.56	4.35	5.26	3.74	3.62	4.68	-	-	5.14	-
Ho	-	-	1.03	0.79	0.94	0.67	0.64	0.84	-	-	0.92	-
Er	-	-	2.86	2.24	2.68	1.85	1.75	2.35	-	-	2.67	-
Tm	-	-	0.42	0.33	0.40	0.27	0.25	0.34	-	-	0.39	-
Yb	-	-	2.50	1.92	2.33	1.58	1.50	2.03	-	-	2.42	-
Lu	-	-	0.37	0.30	0.35	0.23	0.22	0.30	-	-	0.35	-
Hf	-	-	4.07	2.97	3.69	2.95	2.91	3.50	-	-	3.75	-
Ta	-	-	2.24	1.75	2.15	1.75	1.68	2.20	-	-	2.78	-
Th	-	-	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 (ISP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США) (аналитики Авдеев Д.В., Боковенко Л.С.). FeO* – суммарное железо. Результаты анализов петрогенных элементов пересчитаны на сухой остаток.

Приложение В. Направление высокотемпературной компоненты NRM для вулканогенных и осадочных пород киселевской свиты.

№ точки (сайта)	тип породы	$\phi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	аз. пад., $^\circ$	уг. пад., $^\circ$	n (N)	n ₁ (N ₁)	Dec _g , $^\circ$	Inc _g , $^\circ$	K	α_{95} , $^\circ$	Dec _s , $^\circ$	Inc _s , $^\circ$
D09/31	алевролиты	51.40	138.95	335	60	17	9	296.0	20.0	42.4	8.0	293.0	-28.0
D09/32	алевролиты	51.40	138.95	15	60	5	4	314.0	-15.0	16.9	23.0	286.0	-32.0
D09/33*	алевролиты	51.40	138.95	345	55	6	4	313.0	-13.0	2.1	89.0	285.0	-53.0
D09/34	базальты	51.40	138.96	10	75	10	8	304.0	6.0	63.6	7.0	293.0	-21.0
D09/35	базальты	51.40	138.96	320	60	13	10	285.0	6.0	94.3	5.0	271.0	-41.0
D09/36*	базальты	51.40	138.96	345	55	9	6	266.0	-18.0	5.9	30.0	246.0	-19.0
D09/37*	базальты	51.40	138.96	340	55	9	9	34.0	75.0	3.2	32.0	356.0	25.0
D09/38*	базальты	51.40	138.96	0	55	13	10	351.0	48.0	2.4	40.0	354.0	-6.0
D09/39	песчаники, алевролиты	51.40	138.97	270	35	8	8	283.0	0.0	192.6	4.0	286.0	-33.0
D09/40*	песчаники, алевролиты	51.40	138.97	345	55	19	10	309.0	6.0	3.9	28.0	298.0	-36.0
D09/41	песчаники и алевролиты	51.40	138.97	340	40	8	7	298.0	-5.0	102.1	6.0	287.0	-32.0
D09/42*	аргиллиты, красные яшмы	51.41	138.97	280- 340	19-70	20	0	рассыпались при распиловке					
D10/01	алевролиты	51.40	138.97	340	75	5	4	278.7	-3.2	194.7	6.6	254.6	-28.1
D10/02	алевролиты	51.40	138.97	335	65	5	3	286.3	0.7	34.9	21.2	266.1	-36.4
D10/03	алевролиты	51.40	138.97	325	45	13	6	286.8	-5.5	16.9	16.8	273.3	-38.4
D10/04	базальты	51.40	138.96	120	80	11	7	358.1	39.0	21.2	13.4	69.7	30.9
D10/05	красные кремни	51.40	138.95	300	60	12	7	277.4	13.0	19.5	14.0	270.0	-41.8

Продолжение приложения В

Среднее по образцам	51.40	138.96			183	112	291.8	6.8	3.1	7.5		
	51.40	138.96				112			3.8	6.8	275.3	-31.9
Среднее по сайтам	51.40	138.96			17	(16)	292.6	4.4	4.2	20.6		
	51.40	138.96				(16)			6.5	15.7	272.5	-32.5
Среднее по образцам	51.40	138.96				73	285.9	-0.4	5.8	6.8		
	51.40	138.96				73			11.3	4.9	265.8	-34.3
Среднее по сайтам	51.40	138.96				(11)	286.4	-2.1	6.3	19.8		
	51.40	138.96				(11)			33.3	8.0	263.6	-33.8

Примечание: φ , λ – географические широта и долгота места отбора, соответственно; n (N) – количество отобранных образцов (количество точек отбора); n1 (N1) – количество образцов (точек отбора), использованных при расчете среднего; Decg, Incg – палеомагнитные склонение и наклонение, соответственно, в географической системе координат; Decs, Incs – палеомагнитные склонение и наклонение, соответственно, в стратиграфической системе координат; K, α_{95} – кучность и радиус овала доверия вокруг среднего, соответственно, по [Fisher, 1953]; * – сайты, для которых $\alpha_{95} > 30^\circ$.

Приложение Г. Петромагнитные параметры и анизотропия начальной магнитной восприимчивости пород киселевской свиты
Киселевско-Маноминского комплекса

№ обр.	kmean±, ед. СИ	Минимальная ось				Промежуточная ось				Максимальная ось				NRM, A/m	Q	Ak, %	Ek	Kint/ Kmin	Kmax/ Kint
		Dmin,°	Imin,°	Er, ±	kmin	Dint,°	Iint,°	Er, ±	kint	Dmax,°	Imax,°	Er, ±	kmax						
алевролиты																			
D09/31-1	3.19E-04	295	58	0.0003	0.989	55	18	0.0003	1.004	154	26	0.0003	1.007	1.14E-02	0.89	1.85	1.01	1.016	1.003
D09/31-2	2.02E-04	37	43	0.0003	0.994	184	42	0.0003	1.001	291	17	0.0003	1.005	1.28E-02	1.58	1.05	1.00	1.007	1.003
D09/31-3	1.92E-04	40	33	0.0004	0.995	183	51	0.0004	1.001	298	18	0.0004	1.005	8.95E-03	1.16	1.03	1.00	1.006	1.004
D09/31-5	1.94E-04	40	35	0.0006	0.995	153	29	0.0006	1.000	272	41	0.0006	1.005	1.03E-02	1.33	0.95	1.00	1.005	1.005
D09/31-6	3.64E-03	149	29	0.0000	0.990	336	61	0.0000	1.000	240	3	0.0000	1.010	1.01E-01	0.69	2.05	1.00	1.010	1.011
D09/31-7	2.10E-04	120	0	0.0003	0.993	210	21	0.0003	1.003	30	69	0.0003	1.004	1.78E-02	2.12	1.02	1.01	1.010	1.000
D09/31-8	2.15E-04	157	19	0.0004	0.991	46	46	0.0004	1.004	263	38	0.0004	1.005	1.07E-02	1.24	1.38	1.01	1.013	1.001
D09/31-11	2.09E-04	164	3	0.0004	0.993	71	53	0.0004	1.002	256	37	0.0004	1.005	1.19E-02	1.42	1.21	1.01	1.009	1.003
D09/31-12	1.03E-03	101	7	0.0001	0.988	192	13	0.0001	1.001	343	75	0.0001	1.011	3.63E-02	0.88	2.23	1.00	1.013	1.009
D09/31-15	1.44E-04	132	44	0.0009	0.991	238	16	0.0009	1.002	343	42	0.0009	1.008	8.95E-03	1.55	1.71	1.01	1.011	1.006
D09/31-16	1.49E-04	351	27	0.0004	0.990	122	53	0.0004	1.002	248	24	0.0004	1.008	1.01E-02	1.69	1.78	1.01	1.012	1.006
D09/32-1	2.69E-04	344	26	0.0002	0.990	241	24	0.0002	1.002	114	53	0.0002	1.008	1.40E-02	1.30	1.85	1.01	1.012	1.007
D09/32-2	2.62E-04	351	55	0.0004	0.990	101	13	0.0004	1.002	199	31	0.0004	1.007	1.48E-02	1.41	1.68	1.01	1.012	1.005
D09/32-3	3.36E-04	352	29	0.0005	0.989	237	37	0.0005	1.003	109	39	0.0005	1.008	1.42E-02	1.06	1.87	1.01	1.014	1.005
D09/32-4	2.25E-04	269	44	0.0003	0.989	155	22	0.0003	1.004	47	38	0.0003	1.007	2.02E-02	2.25	1.87	1.01	1.016	1.003
D09/33-1	2.21E-04	293	19	0.0005	0.986	88	69	0.0005	1.006	200	8	0.0005	1.008	1.26E-03	0.14	2.16	1.02	1.021	1.001
D09/33-3	1.83E-04	90	61	0.0003	0.988	351	5	0.0003	1.000	259	28	0.0003	1.012	2.04E-02	2.79	2.32	1.00	1.012	1.012
D09/33-4	1.27E-04	310	66	0.0007	0.994	213	3	0.0007	1.002	122	24	0.0007	1.004	1.37E-02	2.70	0.94	1.01	1.007	1.002
D09/33-5	2.33E-04	92	55	0.0003	0.995	221	24	0.0003	1.003	322	24	0.0003	1.003	9.22E-03	0.99	0.83	1.01	1.008	1.000
D09/33-6	2.23E-04	118	6	0.0004	0.986	10	69	0.0004	1.006	210	20	0.0004	1.008	3.91E-03	0.44	2.18	1.02	1.020	1.002
базальты																			
D09/34-1	4.85E-04	149	5	0.0002	0.987	50	63	0.0002	1.001	242	26	0.0002	1.012	1.62E-02	0.83	2.39	1.00	1.014	1.010
D09/34-2	3.24E-04	202	14	0.0003	0.988	310	50	0.0003	1.001	102	37	0.0003	1.011	1.46E-02	1.13	2.28	1.00	1.013	1.010
D09/34-3	3.40E-04	273	37	0.0003	0.985	152	34	0.0003	1.001	35	34	0.0003	1.015	1.93E-02	1.42	2.91	1.00	1.016	1.014
D09/34-4	3.91E-04	153	19	0.0001	0.995	284	63	0.0001	1.001	56	19	0.0001	1.004	7.62E-03	0.49	0.81	1.00	1.006	1.002
D09/34-5	2.82E-04	143	37	0.0001	0.991	330	53	0.0001	1.001	236	4	0.0001	1.008	4.65E-03	0.41	1.73	1.00	1.010	1.007
D09/34-6	4.45E-04	37	18	0.0002	0.993	297	29	0.0002	1.003	154	56	0.0002	1.005	1.09E-02	0.61	1.19	1.01	1.010	1.002
D09/34-7	3.28E-04	219	35	0.0001	0.993	126	4	0.0001	1.003	30	55	0.0001	1.005	7.26E-03	0.55	1.22	1.01	1.010	1.002
D09/34-8	3.71E-04	177	14	0.0002	0.990	276	31	0.0002	1.000	66	55	0.0002	1.010	1.40E-02	0.94	1.99	1.00	1.011	1.010
D09/34-9	3.56E-04	171	38	0.0002	0.992	26	46	0.0002	1.004	276	18	0.0002	1.004	7.95E-03	0.56	1.27	1.01	1.013	1.000
D09/3410	3.85E-04	181	26	0.0001	0.993	293	39	0.0001	1.003	67	41	0.0001	1.005	1.61E-02	1.04	1.24	1.01	1.010	1.002

Продолжения приложения Г

D09/35-1	2.32E-02	203	34	0.0002	0.967	91	29	0.0002	0.982	331	42	0.0002	1.051	1.15E+00	1.24	8.00	0.95	1.015	1.071
D09/35-3	2.80E-02	299	74	0.0000	0.970	80	12	0.0000	0.996	172	10	0.0000	1.034	1.14E+00	1.01	6.18	0.99	1.027	1.038
D09/35-4	5.46E-02	325	11	0.0002	0.989	202	70	0.0002	0.997	58	16	0.0002	1.014	1.32E+00	0.61	2.46	0.99	1.008	1.017
D09/35-5	5.13E-02	216	53	0.0001	0.986	15	35	0.0001	1.004	112	10	0.0001	1.011	1.30E+00	0.63	2.46	1.01	1.018	1.007
D09/35-6	4.46E-02	199	53	0.0000	0.985	330	27	0.0000	1.004	73	24	0.0000	1.012	3.46E-01	0.19	2.64	1.01	1.019	1.008
D09/35-7	3.19E-02	97	37	0.0001	0.983	213	30	0.0001	1.005	330	39	0.0001	1.012	8.84E-01	0.69	2.84	1.01	1.022	1.007
D09/35-8	4.14E-02	252	10	0.0001	0.980	146	57	0.0001	1.003	348	31	0.0001	1.017	1.36E+00	0.82	3.57	1.01	1.023	1.013
D09/35-9	4.64E-02	260	10	0.0000	0.989	352	12	0.0000	1.000	133	74	0.0000	1.011	8.46E-01	0.46	2.18	1.00	1.012	1.010
D09/35-10	4.80E-02	107	27	0.0002	0.980	336	51	0.0002	1.002	211	25	0.0002	1.018	9.20E-01	0.48	3.68	1.01	1.022	1.016
D09/35-11	5.12E-02	110	40	0.0001	0.979	354	28	0.0001	1.007	240	38	0.0001	1.014	9.08E-01	0.44	3.39	1.02	1.028	1.007
D09/35-12	5.25E-02	128	73	0.0000	0.983	226	2	0.0000	1.000	316	17	0.0000	1.017	5.26E-01	0.25	3.34	1.00	1.017	1.017
D09/35-13	5.15E-02	48	209	0.0000	0.984	26	332	0.0000	1.000	79	30	0.0000	1.016	9.33E-01	0.45	3.10	1.00	1.016	1.016
D09/36-1	7.17E-02	266	36	0.0001	0.976	61	51	0.0001	1.004	167	13	0.0001	1.020	1.01E+00	0.35	4.27	1.01	1.028	1.016
D09/36-2	6.91E-02	223	28	0.0002	0.973	125	15	0.0002	1.003	9	58	0.0002	1.024	9.09E-01	0.33	5.06	1.01	1.031	1.021
D09/36-3	8.03E-02	203	27	0.0000	0.972	303	19	0.0000	1.012	63	56	0.0000	1.017	1.03E+00	0.32	4.40	1.04	1.041	1.005
D09/36-4	3.51E-02	43	5	0.0005	0.973	135	24	0.0005	1.002	303	66	0.0005	1.025	7.53E-01	0.54	5.02	1.01	1.029	1.023
D09/36-5	3.86E-02	11	19	0.0000	0.989	105	11	0.0000	0.998	224	68	0.0000	1.014	6.05E-01	0.39	2.45	0.99	1.009	1.016
D09/36-6	1.20E-01	169	43	0.0000	0.975	309	39	0.0000	1.009	57	21	0.0000	1.016	1.21E+00	0.25	4.05	1.03	1.034	1.008
D09/36-7	1.25E-01	166	54	0.0040	0.987	47	19	0.0040	1.002	306	29	0.0040	1.012	7.51E-01	0.15	2.49	1.00	1.015	1.010
D09/36-8	9.77E-02	242	57	0.0002	0.986	24	27	0.0002	1.000	123	17	0.0002	1.014	4.68E-01	0.12	2.74	1.00	1.014	1.014
D09/36-9	9.79E-02	239	57	0.0000	0.986	24	28	0.0000	1.000	123	16	0.0000	1.014	6.51E-01	0.17	2.72	1.00	1.014	1.014
D09/37-1	2.42E-02	14	55	0.0000	0.983	275	7	0.0000	0.993	180	34	0.0000	1.023	1.54E+00	1.60	3.92	0.98	1.010	1.030
D09/37-2	5.76E-02	0	16	0.0000	0.992	242	59	0.0000	1.003	98	26	0.0000	1.005	2.83E+00	1.23	1.20	1.01	1.011	1.001
D09/37-3	6.41E-02	31	83	0.0000	0.989	210	7	0.0000	1.003	300	0	0.0000	1.008	2.31E+00	0.90	1.87	1.01	1.014	1.005
D09/37-4	2.99E-03	157	48	0.0000	0.994	251	4	0.0000	1.001	345	42	0.0000	1.005	1.54E-01	1.29	1.05	1.00	1.007	1.003
D09/37-5	5.19E-02	323	2	0.0001	0.991	71	84	0.0001	1.001	233	5	0.0001	1.008	3.15E+00	1.52	1.68	1.00	1.009	1.008
D09/37-6	9.09E-02	159	52	0.0001	0.980	313	35	0.0001	1.003	52	13	0.0001	1.017	1.29E+00	0.36	3.60	1.01	1.023	1.014
D09/37-7	4.57E-02	289	6	0.0000	0.983	199	0	0.0000	0.993	107	84	0.0000	1.024	3.78E+00	2.06	3.99	0.98	1.009	1.032
D09/37-8	5.47E-04	328	50	0.0002	0.993	83	19	0.0002	1.002	186	34	0.0002	1.005	1.73E-02	0.79	1.22	1.01	1.009	1.004
D09/37-9	2.90E-02	295	21	0.0001	0.996	37	28	0.0001	0.999	173	53	0.0001	1.005	2.95E+00	2.54	0.96	1.00	1.004	1.006
D09/38-3	3.12E-02	141	48	0.0006	0.994	324	42	0.0006	0.998	233	1	0.0006	1.008	7.53E-01	0.60	1.43	0.99	1.005	1.010
D09/38-4	2.28E-02	274	54	0.0000	0.995	91	36	0.0000	1.000	182	1	0.0000	1.006	4.44E+00	4.86	1.08	1.00	1.005	1.006
D09/38-5	1.29E-02	139	43	0.0000	0.994	287	42	0.0000	1.000	33	17	0.0000	1.006	5.83E+00	11.34	1.16	1.00	1.005	1.007
D09/38-6	2.20E-02	276	8	0.0000	0.995	74	81	0.0000	0.999	185	3	0.0000	1.005	5.70E+00	6.49	1.00	1.00	1.004	1.006
D09/38-7	1.97E-02	126	0	0.0002	0.985	35	75	0.0002	1.000	216	15	0.0002	1.016	9.71E-01	1.23	3.05	1.00	1.015	1.016
D09/38-8	2.18E-02	25	74	0.0000	0.996	216	15	0.0000	0.999	125	3	0.0000	1.006	9.82E-01	1.12	0.98	1.00	1.003	1.007

Продолжения приложения Г

D09/38-9	3.17E-02	25	86	0.0000	0.988	51	3	0.0000	1.002	141	1	0.0000	1.010	7.20E-01	0.57	2.25	1.01	1.014	1.008
D09/38-10	6.11E-02	28	16	0.0000	0.979	288	31	0.0000	1.000	142	54	0.0000	1.020	3.76E-01	0.15	4.00	1.00	1.021	1.020
D09/38-11	3.24E-02	261	32	0.0000	0.990	353	4	0.0000	1.004	90	58	0.0000	1.005	7.29E-01	0.56	1.53	1.01	1.014	1.001
D09/38-12	6.80E-02	173	35	0.0000	0.983	315	48	0.0000	1.007	68	20	0.0000	1.011	1.14E+00	0.42	2.82	1.02	1.024	1.004
D09/38-13	1.11E-02	346	4	0.0000	0.991	82	56	0.0000	1.002	253	34	0.0000	1.008	2.41E+00	5.44	1.69	1.00	1.011	1.006
песчаники и алевролиты																			
D09/39-1	9.16E-04	338	46	0.0001	0.984	231	16	0.0001	1.004	127	39	0.0001	1.013	1.52E-02	0.42	2.88	1.01	1.020	1.009
D09/39-2	7.63E-04	359	68	0.0002	0.983	169	21	0.0002	0.997	261	3	0.0002	1.020	1.54E-02	0.51	3.65	0.99	1.015	1.023
D09/39-3	9.85E-04	348	37	0.0004	0.984	246	16	0.0004	1.001	138	49	0.0004	1.015	1.75E-02	0.44	3.06	1.00	1.018	1.014
D09/39-4	1.03E-03	338	39	0.0001	0.985	245	4	0.0001	1.001	150	51	0.0001	1.013	2.10E-02	0.51	2.78	1.00	1.016	1.012
D09/39-5	9.74E-04	339	45	0.0001	0.981	247	1	0.0001	1.001	156	45	0.0001	1.018	2.51E-02	0.64	3.62	1.00	1.020	1.017
D09/39-6	1.03E-03	347	42	0.0001	0.984	253	4	0.0001	0.999	158	48	0.0001	1.017	2.74E-02	0.67	3.20	1.00	1.015	1.018
D09/39-7	9.43E-04	8	47	0.0001	0.982	259	18	0.0001	0.999	154	38	0.0001	1.019	2.42E-02	0.64	3.62	1.00	1.018	1.020
D09/39-8	8.39E-04	40	27	0.0002	0.976	262	56	0.0002	1.006	140	20	0.0002	1.019	2.27E-02	0.68	4.20	1.02	1.031	1.013
конгломераты																			
D09/40-1	2.26E-04	1	26	0.0003	0.995	250	36	0.0003	1.001	117	43	0.0003	1.004	1.87E-02	2.07	0.92	1.00	1.007	1.002
D09/40-6	3.06E-03	278	62	0.0003	0.987	165	12	0.0003	0.999	69	25	0.0003	1.015	8.03E-02	0.66	2.74	1.00	1.012	1.016
D09/40-7	3.07E-04	229	62	0.0003	0.974	45	28	0.0003	0.997	136	2	0.0003	1.030	2.12E-02	1.72	5.45	0.99	1.024	1.033
D09/40-9	2.29E-05	350	5	0.0052	0.974	249	68	0.0052	0.999	82	22	0.0052	1.027	4.14E-03	4.51	5.20	1.00	1.026	1.028
D09/40-10	3.28E-05	0	17	0.0008	0.988	146	70	0.0008	1.001	267	11	0.0008	1.011	2.63E-03	2.01	2.26	1.00	1.014	1.009
D09/40-14	2.45E-04	329	40	0.0002	0.992	205	34	0.0002	1.002	90	32	0.0002	1.007	2.35E-02	2.40	1.48	1.01	1.010	1.005
D09/40-15	5.30E-05	340	14	0.0024	0.987	110	69	0.0024	1.002	246	15	0.0024	1.011	2.00E-03	0.94	2.39	1.01	1.015	1.009
D09/40-17	2.14E-04	118	25	0.0004	0.986	348	53	0.0004	0.994	220	25	0.0004	1.020	6.19E-03	0.72	3.39	0.98	1.009	1.026
D09/40-18	6.05E-04	142	25	0.0001	0.973	292	62	0.0001	1.010	46	12	0.0001	1.017	1.75E-02	0.72	4.29	1.03	1.038	1.006
D09/40-19	2.21E-04	218	82	0.0003	0.994	116	2	0.0003	0.997	26	8	0.0003	1.010	1.45E-02	1.64	1.57	0.99	1.003	1.013
песчаники и алевролиты																			
D09/41-1	5.19E-04	343	21	0.0002	0.992	245	20	0.0002	1.001	115	61	0.0002	1.008	2.73E-02	1.31	1.62	1.00	1.009	1.007
D09/41-2	5.06E-04	338	23	0.0002	0.995	239	20	0.0002	0.996	113	59	0.0002	1.008	1.42E-02	0.70	1.28	0.99	1.001	1.012
D09/41-3	5.19E-04	185	4	0.0003	0.994	277	26	0.0003	0.999	88	64	0.0003	1.008	1.97E-02	0.95	1.37	1.00	1.005	1.009
D09/41-4	5.33E-04	3	3	0.0001	0.992	266	63	0.0001	1.001	94	27	0.0001	1.008	2.73E-02	1.28	1.63	1.00	1.009	1.007
D09/41-5	6.67E-04	128	34	0.0000	0.993	273	51	0.0000	1.002	26	17	0.0000	1.005	2.62E-02	0.98	1.24	1.01	1.009	1.003
D09/41-6	6.21E-04	150	18	0.0001	0.993	59	4	0.0001	1.000	315	71	0.0001	1.007	2.32E-02	0.93	1.41	1.00	1.007	1.007
D09/41-7	5.81E-04	149	30	0.0001	0.993	36	34	0.0001	1.002	270	42	0.0001	1.005	2.67E-02	1.15	1.22	1.00	1.008	1.004
D09/41-8	6.39E-04	358	7	0.0002	0.991	251	66	0.0002	1.002	91	23	0.0002	1.008	2.88E-02	1.12	1.67	1.00	1.011	1.006
D10/1-1	4.53E-04	108	54	0.0001	0.992	290	36	0.0001	1.001	200	1	0.0001	1.007	1.30E-02	0.72	1.46	1.00	1.009	1.006
D10/1-2	4.51E-04	3	63	0.0001	0.995	111	9	0.0001	1.001	205	25	0.0001	1.005	1.47E-02	0.81	0.97	1.00	1.006	1.004

Продолжения приложения Г

D10/1-3	3.04E-04	11	51	0.0002	0.993	272	7	0.0002	1.001	176	38	0.0002	1.006	8.16E-03	0.67	1.25	1.00	1.008	1.004
D10/1-4	3.98E-04	258	65	0.0001	0.995	67	25	0.0001	0.997	159	4	0.0001	1.007	1.16E-02	0.73	1.18	0.99	1.002	1.010
D10/1-5	4.56E-04	3	74	0.0001	0.994	141	12	0.0001	1.001	233	11	0.0001	1.005	1.30E-02	0.71	1.10	1.00	1.007	1.004
D10/2-1	5.14E-04	143	62	0.0001	0.993	323	28	0.0001	1.000	53	0	0.0001	1.007	2.11E-02	1.02	1.39	1.00	1.007	1.007
D10/2-2	5.24E-04	126	56	0.0000	0.990	307	34	0.0000	1.002	217	1	0.0000	1.008	2.29E-02	1.09	1.80	1.01	1.012	1.006
D10/2-3	5.44E-04	6	69	0.0000	0.996	234	14	0.0000	0.998	140	15	0.0000	1.006	1.89E-02	0.87	0.93	1.00	1.002	1.007
D10/2-4	5.32E-04	134	46	0.0002	0.989	264	32	0.0002	1.005	12	27	0.0002	1.006	2.00E-02	0.94	1.68	1.01	1.015	1.002
D10/2-5	4.82E-04	122	63	0.0001	0.993	310	26	0.0001	1.002	218	3	0.0001	1.005	2.23E-02	1.15	1.23	1.01	1.009	1.003
D10/3-2	1.25E-04	74	72	0.0003	0.989	338	2	0.0003	0.995	247	17	0.0003	1.016	3.87E-03	0.78	2.60	0.99	1.006	1.021
D10/3-3	1.20E-04	188	15	0.0004	0.971	87	34	0.0004	0.999	299	52	0.0004	1.030	4.45E-03	0.92	5.64	1.00	1.029	1.030
D10/3-5	2.03E-04	139	4	0.0003	0.994	230	12	0.0003	1.001	30	77	0.0003	1.005	1.94E-02	2.39	1.05	1.00	1.007	1.003
D10/3-6	4.41E-04	93	74	0.0002	0.996	2	0	0.0002	1.000	272	16	0.0002	1.004	1.35E-01	7.64	0.74	1.00	1.004	1.003
D10/3-7	2.13E-03	269	40	0.0000	0.993	65	47	0.0000	1.002	168	12	0.0000	1.006	3.59E-01	4.22	1.29	1.01	1.009	1.004
D10/3-8	4.82E-04	183	25	0.0002	0.997	83	20	0.0002	1.001	319	57	0.0002	1.002	5.18E-02	2.69	0.51	1.00	1.004	1.001
D10/3-9	1.06E-04	71	33	0.0004	0.990	297	47	0.0004	0.997	178	24	0.0004	1.013	3.46E-03	0.81	2.21	0.99	1.006	1.016
D10/3-10	2.57E-04	33	261	0.0002	0.998	50	43	0.0002	1.001	19	157	0.0002	1.001	1.55E-02	1.50	0.35	1.00	1.003	1.001
D10/3-13	1.33E-03	103	71	0.0000	0.995	266	19	0.0000	1.000	358	5	0.0000	1.005	2.50E-02	0.47	1.04	1.00	1.006	1.005
базальты																			
D10/4-1	5.07E-04	1	14	0.0002	0.997	91	0	0.0002	0.999	183	76	0.0002	1.003	3.75E-02	1.85	0.59	1.00	1.002	1.004
D10/4-2	2.04E-02	319	13	0.0001	0.993	219	37	0.0001	1.001	64	50	0.0001	1.006	4.71E-01	0.58	1.31	1.00	1.009	1.005
D10/4-3	5.94E-04	346	6	0.0001	0.996	256	1	0.0001	1.000	159	84	0.0001	1.004	3.95E-02	1.66	0.75	1.00	1.003	1.004
D10/4-4	6.99E-04	346	5	0.0001	0.997	253	35	0.0001	0.998	84	55	0.0001	1.004	2.13E-02	0.76	0.70	1.00	1.001	1.006
D10/4-5	2.23E-02	193	65	0.0002	0.980	332	19	0.0002	1.005	67	15	0.0002	1.016	7.80E-01	0.87	3.55	1.02	1.026	1.011
D10/4-6	8.37E-04	106	20	0.0001	0.996	354	45	0.0001	1.001	213	38	0.0001	1.003	3.82E-02	1.14	0.65	1.00	1.004	1.002
D10/4-7	2.43E-02	122	28	0.0001	0.995	358	47	0.0001	0.999	230	30	0.0001	1.006	9.38E-02	0.10	1.07	1.00	1.004	1.007
D10/4-8	7.96E-04	118	29	0.0001	0.997	213	8	0.0001	1.000	317	59	0.0001	1.003	2.59E-02	0.81	0.54	1.00	1.003	1.002
D10/4-9	1.65E-02	34	32	0.0000	0.994	193	56	0.0000	1.002	298	10	0.0000	1.005	1.72E-01	0.26	1.13	1.00	1.008	1.003
D10/4-10	1.22E-02	144	27	0.0001	0.973	34	34	0.0001	1.006	263	43	0.0001	1.021	1.20E-01	0.25	4.73	1.02	1.034	1.015
D10/4-11	2.43E-03	108	48	0.0001	0.993	213	13	0.0001	0.998	314	39	0.0001	1.010	4.56E-01	4.69	1.69	0.99	1.005	1.012
кремни																			
D10/5-1	1.55E-04	94	85	0.0006	0.987	357	1	0.0006	0.999	267	5	0.0006	1.014	1.75E-02	2.82	2.62	1.00	1.012	1.015
D10/5-2	8.67E-05	133	41	0.0008	0.995	313	49	0.0008	0.999	43	0	0.0008	1.007	3.23E-03	0.93	1.18	1.00	1.004	1.008
D10/5-3	1.13E-04	137	14	0.0004	0.992	5	69	0.0004	1.002	231	15	0.0004	1.006	6.25E-03	1.39	1.33	1.01	1.009	1.004
D10/5-4	2.53E-04	122	44	0.0003	0.990	9	22	0.0003	1.001	260	38	0.0003	1.010	2.49E-02	2.46	2.00	1.00	1.011	1.009
D10/5-5	4.50E-04	320	64	0.0002	0.993	134	26	0.0002	0.999	225	2	0.0002	1.007	1.24E-02	0.69	1.41	1.00	1.006	1.008
D10/5-6	6.02E-04	303	44	0.0001	0.991	41	9	0.0001	1.000	140	45	0.0001	1.009	1.33E-02	0.55	1.81	1.00	1.009	1.009

Продолжения приложения Г

D10/5-7	2.04E-04	157	6	0.0003	0.988	60	50	0.0003	1.002	252	40	0.0003	1.010	3.42E-02	4.19	2.19	1.01	1.014	1.008
D10/5-8	1.98E-04	142	18	0.0003	0.988	48	14	0.0003	1.002	281	67	0.0003	1.010	4.50E-02	5.69	2.27	1.01	1.015	1.008
D10/5-9	1.30E-04	108	54	0.0003	0.990	336	25	0.0003	0.997	235	23	0.0003	1.014	5.38E-03	1.03	2.37	0.99	1.007	1.017
D10/5-10	1.36E-02	109	29	0.0000	0.993	202	6	0.0000	1.003	302	60	0.0000	1.004	1.43E+00	2.62	1.11	1.01	1.010	1.001
D10/5-11	1.34E-04	143	33	0.0003	0.989	319	57	0.0003	0.999	52	1	0.0003	1.012	1.22E-02	2.27	2.19	1.00	1.010	1.013
D10/5-12	1.35E-04	159	67	0.0003	0.995	17	18	0.0003	0.998	254	13	0.0003	1.008	1.05E-02	1.94	1.33	0.99	1.003	1.010

Примечание: k_{mean} – магнитная восприимчивость, ед. Си; D_{min} , D_{int} , D_{max} – склонение минимальной, средней и максимальной полуосей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости, соответственно; I_{min} , I_{int} , I_{max} – наклонение минимальной, средней и максимальной полуосей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости, соответственно; k_{min} , k_{int} , k_{max} – величина длины минимальной, средней и максимальной полуосей эллипсоида магнитной восприимчивости, соответственно; E_r – погрешность определения величины полуосей k ; Q – отношение Кенигсбергера; P – величина анизотропии начальной магнитной восприимчивости.

Приложение Д. Петромагнитные параметры и анизотропия начальной магнитной восприимчивости пород утицкой свиты
Амурского комплекса

№ обр.	kmean±, ед. СИ	Минимальная ось				Промежуточная ось				Максимальная ось				NRM, A/m	Qn	Ak, %	Ek	Kint/ Kmin	Kmax/ Kint
		Dmin,°	Imin,°	R95,°	kmin	Dint,°	Iint,°	R95,°	kint	Dmax,°	Imax,°	R95,°	kmax						
алевролиты																			
D10/30-5	5.52E-04	172	33	2.2	0.977	322	53	4.2	1.005	72	14	3.8	1.018	2.243E-04	0.010	3.999	1.016	1.029	1.012
D10/30-6	6.83E-04	182	48	2.1	0.974	321	34	3.9	1.007	67	21	3.6	1.019	1.422E-04	0.005	4.503	1.022	1.035	1.012
D10/30-7	6.63E-04	173	45	1.1	0.972	30	39	2.6	1.009	283	20	2.5	1.019	1.140E-04	0.004	4.623	1.029	1.039	1.010
D10/30-9	5.89E-04	165	48	1.8	0.976	298	32	4.1	1.009	44	24	4.9	1.015	2.302E-04	0.010	3.813	1.027	1.033	1.006
D10/30-11	8.64E-04	182	53	2.3	0.982	323	30	2.9	1.000	64	19	2.0	1.019	2.752E-04	0.008	3.651	0.999	1.018	1.019
D10/30-14	5.85E-04	138	47	2.3	0.980	302	42	3.5	1.002	39	8	3.0	1.018	1.941E-04	0.008	3.743	1.007	1.023	1.016
D10/30-15	7.08E-04	182	53	1.6	0.975	321	30	3.5	1.007	63	20	3.3	1.018	2.437E-04	0.009	4.147	1.022	1.033	1.010
D10/30-16	6.20E-04	168	43	1.4	0.975	337	46	2.7	1.005	73	6	2.5	1.020	2.299E-04	0.009	4.383	1.015	1.030	1.015
D10/30-17	6.56E-04	173	35	2.8	0.980	322	50	4.0	1.001	71	15	3.3	1.019	3.232E-04	0.012	3.769	1.003	1.021	1.018
D10/31-1	6.49E-04	170	54	2.8	0.981	352	36	5.9	1.005	261	1	5.5	1.014	2.928E-04	0.011	3.322	1.016	1.025	1.009
D10/31-2	6.53E-04	160	51	3.8	0.981	348	39	8.0	1.005	255	4	7.4	1.014	1.831E-04	0.007	3.235	1.016	1.024	1.009
D10/31-4	6.40E-04	171	35	1.6	0.983	334	53	2.4	1.002	75	8	2.0	1.015	2.958E-04	0.012	3.230	1.006	1.020	1.013
D10/31-5	5.73E-04	157	32	1.6	0.979	339	58	4.7	1.007	248	1	4.5	1.014	2.834E-04	0.012	3.423	1.022	1.029	1.007
D10/31-6	6.28E-04	172	25	1.1	0.978	314	60	3.1	1.008	74	16	3.0	1.014	2.897E-04	0.012	3.608	1.025	1.031	1.006
D10/31-7	5.97E-04	190	35	1.4	0.984	334	49	2.1	1.002	86	18	1.7	1.014	3.733E-04	0.016	2.997	1.005	1.018	1.013
D10/31-8	6.01E-04	171	41	2.3	0.979	331	47	5.7	1.007	72	10	5.4	1.015	1.410E-04	0.006	3.567	1.020	1.029	1.008
D10/31-9	5.74E-04	168	31	2.9	0.982	345	59	5.8	1.004	77	1	5.5	1.014	2.917E-04	0.013	3.156	1.013	1.023	1.010
D10/31-10	6.45E-04	171	24	1.9	0.978	320	63	3.9	1.006	76	12	3.6	1.016	2.244E-04	0.009	3.739	1.017	1.028	1.011
туфы, туфопесчаники																			
D10/32-1	1.29E-03	168	27	5.0	0.995	305	56	6.2	1.000	67	20	4.3	1.006	1.150E-03	0.022	1.074	0.999	1.005	1.006
D10/32-2	1.43E-03	174	36	5.0	0.995	322	50	5.6	0.999	72	16	3.5	1.006	1.499E-03	0.026	1.182	0.997	1.005	1.007
D10/32-3	8.12E-04	193	60	13.1	0.996	347	28	16.1	1.000	83	11	11.7	1.004	2.785E-03	0.086	0.767	1.000	1.004	1.004
D10/32-4	8.35E-04	147	46	7.9	0.995	7	37	17.6	1.002	260	21	16.9	1.004	1.391E-03	0.042	0.946	1.005	1.007	1.002
D10/32-5	1.08E-03	200	45	3.6	0.996	318	25	16.6	1.002	67	35	16.5	1.003	2.851E-03	0.066	0.678	1.005	1.006	1.001
D10/32-6	1.15E-03	246	73	5.3	0.997	2	8	13.3	1.001	94	15	12.2	1.002	5.683E-03	0.124	0.579	1.003	1.004	1.001
D10/32-7	8.41E-04	194	25	3.9	0.995	326	55	4.8	1.000	93	22	4.3	1.005	1.455E-03	0.043	1.015	1.001	1.005	1.005
D10/32-8	1.18E-03	222	48	30.4	0.997	332	18	34.3	0.999	76	37	16.4	1.004	3.046E-03	0.065	0.697	0.997	1.002	1.005
D10/32-9	5.00E-04	179	28	7.6	0.995	13	61	8.8	0.999	272	6	5.2	1.006	1.323E-03	0.066	1.113	0.997	1.004	1.007
D10/32-10	2.37E-03	144	33	3.3	0.993	17	43	4.9	1.001	256	29	4.0	1.006	1.056E-02	0.111	1.262	1.002	1.007	1.006

Продолжение приложения Д

алевролиты																			
D10/33-2	6.80E-04	181	63	2.5	0.983	355	27	3.6	1.001	86	2	2.9	1.016	2.710E-04	0.010	3.296	1.003	1.018	1.015
D10/33-3	6.37E-04	200	66	1.4	0.978	2	22	2.2	1.003	95	7	1.8	1.020	1.696E-04	0.007	4.167	1.008	1.026	1.017
D10/33-4	6.55E-04	186	66	4.3	0.982	340	22	7.2	1.003	74	9	6.3	1.015	1.138E-04	0.004	3.329	1.010	1.022	1.012
D10/33-5	6.76E-04	180	62	2.5	0.982	346	27	3.8	1.002	79	6	3.1	1.017	2.269E-04	0.008	3.462	1.005	1.020	1.015
D10/33-6	6.07E-04	168	62	3.0	0.983	351	28	3.1	1.001	260	1	3.3	1.016	1.249E-04	0.005	3.219	1.004	1.018	1.015
D10/33-7	5.70E-04	175	70	4.6	0.981	355	20	7.6	1.003	85	0	6.6	1.016	2.136E-04	0.009	3.474	1.010	1.023	1.013
D10/33-8	5.53E-04	160	68	4.0	0.983	355	21	6.0	1.002	263	5	5.0	1.016	1.619E-04	0.007	3.259	1.006	1.020	1.014
D10/33-9	5.15E-04	171	62	2.1	0.987	335	27	2.5	0.998	68	7	1.6	1.015	9.814E-05	0.005	2.837	0.995	1.012	1.017
D10/33-10	6.68E-04	176	3	6.0	0.987	339	87	6.9	0.999	86	1	4.5	1.014	1.716E-04	0.006	2.662	0.997	1.012	1.015
туфы, туфопесчаники																			
D10/34-1	1.85E-03	172	26	2.9	0.989	333	63	5.1	1.002	79	8	4.6	1.009	5.958E-03	0.080	1.933	1.006	1.013	1.007
D10/34-2	1.62E-03	193	44	2.0	0.988	336	39	3.9	1.002	83	19	3.5	1.009	3.683E-03	0.057	2.071	1.007	1.014	1.007
D10/34-3	1.14E-03	15	13	10.6	0.997	124	54	11.5	0.999	276	33	5.3	1.004	4.204E-03	0.092	0.687	0.997	1.002	1.005
D10/34-4	1.27E-03	175	10	6.8	0.995	332	80	9.2	1.000	85	4	6.8	1.005	2.884E-03	0.057	1.025	1.000	1.005	1.005
D10/34-5	1.14E-03	170	31	5.2	0.994	330	58	7.1	1.000	75	9	5.6	1.006	3.947E-03	0.087	1.104	1.000	1.006	1.005
D10/34-6	1.19E-03	192	34	4.0	0.993	24	56	5.4	1.000	286	6	4.2	1.007	6.298E-03	0.133	1.361	1.000	1.007	1.007
D10/34-7	1.07E-03	179	12	8.3	0.996	293	64	9.6	0.999	84	23	5.5	1.004	3.212E-03	0.075	0.787	0.998	1.003	1.005
D10/34-8	1.47E-03	175	25	4.0	0.992	326	62	4.9	0.999	79	12	3.1	1.009	2.727E-03	0.046	1.734	0.997	1.007	1.010
D10/34-9	1.28E-03	190	36	3.1	0.993	353	53	3.8	0.999	94	8	2.5	1.008	8.983E-03	0.175	1.439	0.997	1.006	1.009
D10/34-10	1.21E-03	186	13	2.9	0.994	327	73	3.5	0.999	93	10	2.4	1.007	6.860E-03	0.141	1.242	0.997	1.005	1.008
алевролиты																			
D10/35-4	2.75E-04	177	52	1.2	0.978	1	38	2.5	1.006	269	2	2.3	1.017	2.101E-04	0.019	3.797	1.017	1.028	1.011
D10/35-5	6.06E-04	171	19	9.5	0.995	299	61	16.8	1.001	73	21	14.9	1.004	1.419E-02	0.586	0.896	1.003	1.006	1.003
D10/35-6	2.60E-04	337	1	3.5	0.976	24	81	6.7	1.006	67	9	6.0	1.019	4.609E-04	0.044	4.173	1.017	1.030	1.013
D10/35-7	1.99E-04	174	11	7.2	0.988	299	70	8.9	0.999	81	16	6.1	1.013	3.694E-04	0.046	2.420	0.998	1.011	1.014
D10/35-8	2.12E-04	147	23	4.2	0.984	12	58	5.3	1.000	246	20	3.9	1.016	2.398E-04	0.028	3.101	1.000	1.016	1.016
D10/35-10	2.15E-04	191	65	2.3	0.979	23	25	5.1	1.006	291	5	4.8	1.015	2.362E-04	0.027	3.537	1.018	1.027	1.009
D10/35-11	2.13E-04	181	53	9.9	0.987	342	35	11.6	0.998	79	9	6.9	1.015	1.171E-04	0.014	2.758	0.993	1.011	1.018
конгломераты																			
D10/37-2	9.53E-05	221	63	50.8	0.994	359	21	59.3	0.999	96	17	40.8	1.008	1.227E-04	0.032	1.399	0.996	1.005	1.009
D10/37-6	1.88E-04	274	52	65.9	0.997	157	20	112.3	1.001	54	31	110.6	1.002	1.582E-04	0.021	0.559	1.004	1.005	1.001
D10/37-8	1.52E-04	110	46	8.8	0.955	215	14	12.8	1.002	317	41	10.3	1.043	1.122E-04	0.018	8.466	1.009	1.050	1.041
D10/37-13	3.41E-04	71	25	25.3	0.995	177	30	30.0	0.999	308	48	18.9	1.006	1.110E-04	0.008	1.044	0.997	1.004	1.007
D10/37-14	4.05E-05	161	57	72.5	0.995	28	24	81.6	0.999	288	21	58.7	1.005	8.525E-05	0.053	0.985	0.998	1.004	1.006
D10/37-15	1.06E-05	309	25	16.9	0.996	186	49	18.7	0.999	55	30	8.4	1.005	6.973E-05	0.164	0.866	0.996	1.002	1.006

Продолжение приложения Д

D10/37-16	5.60E-05	16	36	19.1	0.995	198	54	92.3	1.003	107	1	90.1	1.003	1.668E-04	0.074	0.837	1.007	1.008	1.000
D10/37-17	1.13E-04	26	1	51.8	0.997	295	28	52.1	0.998	118	62	10.6	1.006	1.175E-04	0.026	0.865	0.993	1.001	1.008
D10/37-18	3.05E-05	223	5	46.5	0.992	83	83	76.9	1.002	314	4	70.4	1.006	2.100E-04	0.172	1.451	1.007	1.011	1.004
D10/37-19	6.94E-05	71	7	46.7	0.997	164	22	52.4	0.999	325	67	30.7	1.003	1.167E-03	0.420	0.608	0.998	1.002	1.004
D10/37-22	1.87E-05	346	42	61.4	0.987	100	24	98.4	1.004	211	38	93.7	1.009	2.089E-04	0.280	2.200	1.011	1.017	1.006
D10/37-26	3.08E-05	226	11	52.1	0.983	64	79	73.9	1.001	316	3	57.8	1.016	6.483E-04	0.526	3.277	1.004	1.019	1.015
D10/37-27	2.23E-05	7	75	6.5	0.909	130	8	37.4	1.041	221	13	37.1	1.051	4.697E-04	0.526	13.516	1.135	1.145	1.009
D10/37-28	6.11E-05	12	28	15.1	0.981	195	62	21.8	1.001	103	1	18.5	1.019	7.528E-05	0.031	3.740	1.003	1.021	1.018
D10/37-31	4.03E-05	179	63	18.4	0.965	325	23	27.4	1.005	61	14	23.2	1.030	8.438E-05	0.052	6.255	1.017	1.041	1.024
D10/37-32	6.83E-05	260	32	17.5	0.975	148	32	19.7	0.994	24	42	11.9	1.031	5.109E-05	0.019	5.517	0.983	1.020	1.038
андезибазальты																			
D10/36-1	1.40E-03	22	7	8.7	0.997	271	71	10.4	1.000	114	18	6.1	1.003	1.068E-02	0.191	0.608	0.999	1.002	1.004
D10/36-3	1.81E-03	130	43	2.6	0.990	340	43	10.0	1.004	235	15	9.9	1.006	1.149E-02	0.159	1.640	1.012	1.014	1.002
D10/36-4	1.02E-03	29	44	4.6	0.996	179	42	5.9	1.000	283	15	4.6	1.005	3.867E-04	0.010	0.876	1.000	1.004	1.005
D10/36-5	1.10E-03	30	64	9.2	0.996	228	25	12.0	1.000	134	7	8.8	1.004	1.251E-03	0.029	0.807	1.000	1.004	1.004
D10/36-8	1.18E-03	63	55	7.2	0.996	204	29	12.9	1.001	305	19	11.8	1.003	9.436E-04	0.020	0.638	1.002	1.004	1.002
D10/36-9	2.21E-03	182	16	2.2	0.986	82	31	2.6	0.999	295	54	2.8	1.015	9.258E-02	1.048	2.848	0.998	1.013	1.016
D10/36-10	1.25E-03	43	67	1.7	0.993	185	19	7.1	1.003	280	13	7.0	1.005	1.691E-03	0.034	1.195	1.009	1.011	1.001
андезиты																			
D10/39-1	3.48E-04	179	30	9.8	0.993	301	42	17.1	1.001	67	32	14.2	1.006	2.307E-04	0.017	1.332	1.004	1.009	1.005
D10/39-2	3.70E-04	344	22	14.9	0.991	152	68	29.7	1.002	252	4	27.9	1.007	1.825E-04	0.012	1.589	1.007	1.011	1.005
D10/39-4	3.65E-04	1	66	20.1	0.995	147	21	18.0	1.000	242	13	23.9	1.005	2.445E-04	0.017	1.074	1.001	1.006	1.005
D10/39-5	3.94E-04	176	28	15.5	0.994	269	5	36.1	1.002	8	61	31.5	1.005	1.713E-04	0.011	1.105	1.005	1.008	1.003
D10/39-6	4.22E-04	96	58	13.1	0.996	222	20	18.6	1.000	322	24	15.4	1.004	1.315E-03	0.078	0.837	1.001	1.005	1.004
D10/39-7	3.44E-04	229	53	11.6	0.994	324	4	14.6	1.000	56	36	10.1	1.006	1.108E-04	0.008	1.163	0.999	1.006	1.006
D10/39-8	3.24E-04	191	52	11.5	0.995	321	27	13.6	0.999	65	25	8.8	1.005	9.807E-05	0.008	0.985	0.998	1.004	1.006
D10/39-9	4.12E-04	242	56	4.4	0.990	151	0	4.6	0.996	61	34	1.8	1.014	1.342E-03	0.081	2.337	0.987	1.005	1.018
D10/39-10	2.33E-04	354	10	16.9	0.993	107	66	52.1	1.003	260	22	50.9	1.005	2.016E-02	2.160	1.175	1.008	1.010	1.002
D10/39-11	3.11E-04	234	49	3.8	0.993	142	1	5.0	1.000	51	41	3.5	1.008	2.874E-04	0.023	1.508	0.999	1.007	1.008
D10/40-1	3.71E-04	162	17	41.4	0.997	268	41	43.5	0.999	55	44	19.4	1.005	4.369E-04	0.029	0.816	0.996	1.002	1.006
D10/40-2	3.27E-04	162	6	12.2	0.994	267	67	14.3	0.999	70	22	9.3	1.008	3.218E-04	0.025	1.409	0.996	1.005	1.009
D10/40-3	3.39E-04	142	11	11.2	0.996	3	76	14.8	1.000	233	9	11.2	1.004	2.599E-04	0.019	0.817	1.000	1.004	1.004
D10/40-5	3.45E-04	150	22	6.3	0.994	321	68	9.2	1.000	59	3	7.3	1.006	5.169E-05	0.004	1.233	1.001	1.007	1.006
D10/40-6	3.28E-04	152	29	11.5	0.990	342	60	20.2	1.002	245	4	18.3	1.008	1.798E-04	0.014	1.756	1.006	1.012	1.006
D10/40-7	3.78E-04	332	20	10.7	0.994	181	67	14.5	1.0004	66	10	11.6	1.006	5.406E-04	0.036	1.173	1.001	1.007	1.005
D10/40-8	3.98E-04	189	35	10.8	0.993	310	37	18.9	1.001	70	34	16.6	1.006	3.997E-04	0.025	1.233	1.004	1.008	1.004

Продолжение приложения Д

D10/40-9	9.52E-04	211	27	8.8	0.995	338	50	16.8	1.001	106	27	15.2	1.004	1.831E-04	0.005	0.857	1.004	1.006	1.002
D10/40-10	3.55E-04	181	34	13.8	0.997	352	55	18.3	1.000	88	4	14.2	1.003	4.408E-04	0.031	0.658	1.000	1.003	1.003
андезибазальты																			
D10/41-1	5.92E-02	336	18	2.5	0.972	220	53	4.3	1.005	78	31	3.8	1.022	4.488E+00	1.896	4.874	1.018	1.034	1.016
D10/41-2	5.99E-02	160	16	4.7	0.976	264	41	26.2	1.011	54	44	26.1	1.014	3.779E+00	1.577	3.729	1.033	1.036	1.003
D10/41-3	5.63E-02	181	20	19.0	0.989	48	61	20.0	0.994	279	19	6.8	1.017	2.894E+00	1.284	2.753	0.983	1.005	1.023
D10/41-4	4.60E-02	162	5	3.4	0.956	310	84	4.1	0.993	72	3	2.5	1.052	2.714E+00	1.474	9.164	0.980	1.039	1.060
D10/41-5	5.48E-02	229	63	16.0	0.979	20	24	18.2	0.996	115	12	11.1	1.025	3.399E+00	1.551	4.498	0.989	1.018	1.029
D10/41-6	4.09E-02	45	1	0.0	0.942	136	8	0.1	1.007	309	82	0.1	1.052	1.625E+00	0.993	10.470	1.024	1.069	1.044
D13/01-01	4.83E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6.922E-01	0.358	-	-	-	-
D13/01-02	9.56E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.360E+00	0.356	-	-	-	-
D13/01-03	1.07E-01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.959E+00	0.458	-	-	-	-
D13/01-04	7.72E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.578E-01	0.148	-	-	-	-
D13/01-05	1.11E-01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.072E+00	0.241	-	-	-	-
D13/01-06	1.10E-01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7.811E-01	0.178	-	-	-	-
D13/01-07	8.78E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.022E+00	0.291	-	-	-	-
D13/01-08	9.63E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6.746E-01	0.175	-	-	-	-
D13/01-09	3.30E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7.114E-01	0.540	-	-	-	-
D13/01-10	2.48E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.447E-01	0.348	-	-	-	-
D13/01-11	1.86E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.069E+00	1.435	-	-	-	-
D13/01-12	1.25E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.571E-01	1.118	-	-	-	-
D13/01-13	1.93E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6.003E+00	7.782	-	-	-	-
D13/01-14	9.71E-03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.172E-01	1.074	-	-	-	-
D13/01-15	5.94E-03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.810E-01	1.603	-	-	-	-
D13/01-16	6.70E-03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7.723E-01	2.884	-	-	-	-
D13/01-17	4.31E-03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.837E-01	2.808	-	-	-	-
D13/01-18	7.51E-03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.365E-01	1.121	-	-	-	-
D13/01-19	1.99E-03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.722E-01	5.923	-	-	-	-
D13/01-20	1.05E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.658E-01	1.350	-	-	-	-
D13/01-21	1.11E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.358E-01	1.209	-	-	-	-
D13/01-22	3.26E-03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.682E-01	3.592	-	-	-	-
D13/01-23	1.89E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.360E-01	0.311	-	-	-	-
D13/01-24	3.62E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.480E-01	0.379	-	-	-	-
D13/01-25	9.45E-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.687E-01	0.124	-	-	-	-

Продолжение приложения Д

D13/01-26	1.44E-01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.080E+00	0.188	-	-	-	-
D13/01-27	1.26E-01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.393E+00	0.871	-	-	-	-
D13/01-28	1.13E-01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6.821E-01	0.152	-	-	-	-
D13/01-29	1.24E-01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6.735E-01	0.136	-	-	-	-

Примечание: условные обозначения см. в приложении Г