

УДК 550.382.3

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МАЛКИНСКОГО ВЫСТУПА (КАМЧАТКА)

© 2000 г. Д. В. Коваленко, Е. В. Ширяевский, В. Л. Злобин, А. В. Носорев

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 16.03.99 г.

В статье приведены новые палеомагнитные и петромагнитные данные по метаморфизованным и неметаморфизованным породам Малкинского выступа Камчатки. Палеомагнитные исследования показали, что практически все породы перемагничены после их деформаций. Послескладчатая намагниченность однокомпонентная и характеризуется широким спектром блокирующих температур от 20 до 660°C. Возможно доскладчатые компоненты намагниченности выделены только в единичных блоках позднемеловых островодужных толщ. Рассчитанные палеошироты формирования этих толщ - 27°-35°-43° с.ш. Магнито-минералогические исследования пород показали, что в них присутствуют несколько генераций магнитных минералов. Первичными магнитными минералами в неметаморфизованных магматических породах являются титаномагнетиты, претерпевшие спиноидальный распад до магнетита. В метаморфических породах более ранняя генерация минералов представлена в некоторых толщах титаномагнетитами, испытавшими высокотемпературный распад с образованием ильменита, а затем - спиноидальный распад с образованием магнетита, а в других толщах - зернами чистого магнетита. Более поздняя генерация минералов практически во всех толщах (за исключением островодужных) представлена чистым магнетитом. По-видимому, именно с формированием вторичного магнетита связано перемагничивание толщ, хотя нельзя исключать и термовязкие процессы перемагничивания. Так как направления послескладчатой намагниченности большинства толщ близки к направлению современного или позднекайнозойского магнитного поля Земли в этом районе, следовательно, процессы перемагничивания протекали после тектонического совмещения исследованных комплексов, и скорее всего, в связи с активными магматическими процессами в этом районе Камчатки в позднем Кайнозое.

В статье приведены новые данные по палеомагнетизму метаморфизованных в различной степени и неметаморфизованных комплексов пород Малкинского выступа на юге Камчатки. Геологическое строение этого района отличается от строения других районов Камчатки широким распространением метаморфизованных толщ, выведенных на поверхность в кайнозое, и в настоящее время тектонически совмещенных с неметаморфизованными комплексами пород островодужного и океанического генезиса. С помощью палеомагнитных и магнито-минералогических исследований пород, впервые проведенных в этом районе, предполагалось решить несколько задач.

1. Ожидалось, что направления первичных компонент намагниченности неметаморфизованных толщ позволили бы рассчитать такие стандартные палеомагнитные характеристики как палеошироты формирования этих толщ, палеомагнитные полюса и другие [Храмов и др., 1982], важные для понимания тектонической эволюции Камчатки и формирования ее геологической структуры.

2. На примере палеомагнитных исследований метаморфических толщ предполагалось: а) восстановить первичную ориентацию метаморфической сланцеватости, знание которой может быть полезным для реконструкции полей напряжений в периоды метаморфизма, и б) восстановить историю деформаций толщ при их выведении на поверхность. Кратко методика таких исследований сводилась к следующему. Известно, что достаточно часто метаморфическая сланцеватость ориентируется закономерным образом относительно направлений приложенных напряжений при метаморфизме [Эз, 1975]. В частности, при повышенной пластичности метаморфизирующихся толщ достаточно широко распространен случай ориентации сланцеватости перпендикулярно приложенным напряжениям. При формировании такой метаморфической сланцеватости образуются новые метаморфические магнитные минералы, которые приобретают намагниченность, направленную по магнитному полю Земли в этом районе, если температура опустилась ниже точки Кюри этих минералов. Если метаморфические породы остыли ниже точек Кюри магнитных минералов до деформаций пород, а затем деформи-

ровались, то простым совмещением направления магнитной компоненты, приобретенной при этом остывании с направлением поля перемагничивания (или используя аппарат, разработанный для расчета синскладчатой намагниченности [Шипунов, 1995]), можно восстановить первичную ориентацию метаморфической сланцеватости. Если породы приобрели компоненты намагниченности во время их деформаций, то, используя тот же метод определения синскладчатой намагниченности [Шипунов, 1995], можно реконструировать ориентацию сланцеватости после каждого этапа деформаций, т.е. проследить эволюцию деформаций толщ при их остывании при выведении на поверхность. Несомненно, что исследования метаморфических толщ должно проводиться на всей площади распространения метаморфических толщ при обязательном использовании структурных и других методов изучения метаморфических толщ.

Магнито-минералогические исследования метаморфических толщ проводились с целью выяснения их магнитной минералогии в разные периоды эволюции этих толщ, т.е. какие магнитные фазы образуются или сохраняются из исходных пород при метаморфизме толщ, какие могут приобретать намагниченность при их остывании во время экзгумации, какие формируются после выведения толщ на поверхность.

3. В случае выявления вторичной послескладчатой намагниченности предполагалось оценить время ее приобретения, исследовать магнитные минералы, с которыми связана вторичная намагниченность и предположить процессы, с которыми связано перемагничивание толщ.

Результаты исследования толщ Малкинского выступа приводятся ниже.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАЛКИНСКОГО ВЫСТУПА И ОБЪЕКТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В строении Малкинского выступа выделяется два главных структурных элемента - аллохтон и относительный автохтон [Бондаренко, 1997; Шапиро и др., 1986; Аккреционная..., 1993] (рис. 1а). Аллохтон сложен меловыми вулканогенно-терригенно-кремнистыми образованиями ирунейской и кирганинской свит, сформированных в условиях окраинного моря и островной дуги [Бондаренко, 1997]. В структуре относительного автохтона выделяются две единицы: первая сложена диафторированными гнейсами, кристаллическими сланцами и мигматитами колпаковской серии (нижний палеозой [Бондаренко, 1997]), имеющей тектонические ограничения, вторая образована малкинской серией, квахонской свитой и кихчикской серией.

Образцы для палеомагнитного анализа отбирались в трех районах: в бассейне р. Облуковина, в истоках р. Правая Андриановка и в истоках р. Левая Андриановка. Все эти районы близко расположены к сутурной зоне, отделяющей аллохтон от относительного автохтона.

В бассейне р. Облуковина (рис. 1б) были опробованы вулканогенно-осадочные островодужные толщи ирунейской (О - на рис. 1б) и кирганинской свит (Л - на рис. 1б), залегающие в аллохтоне. Они представлены туфами и туффитами основного состава, часто включающими потоки базальтов, туфоалевролитами, туфоаргиллитами и туфопесчаниками. Ассоциация вторичных минералов в этих породах соответствует низам пренит-пумпеллиитовой субфации ($T = 190-210^{\circ}\text{C}$, $P = 1-1.5$ кбар) [Frey et al., 1991]. Палеомагнитные образцы отбирались из тонких туфов (толща Л - 30 образцов), туфоалевролитов и туфопесчаников (толща О - 30 образцов).

В истоках р. Правая Андриановка (рис. 1в) палеомагнитные образцы взяты из толщи островодужных туффитов (АТ на рис. 1в), блока, сложенного силлами основного состава (АС на рис. 3), находящихся в аллохтоне, из массива габбро (АГ - рис. 1в) и из метаморфических толщ (АК и АА на рис. 1в), залегающих в автохтоне. Метаморфические толщи опробовались в том случае, если были четко видны элементы залегания метаморфической сланцеватости.

Парагенезисы вторичных минералов туффитов отвечают условиям низов пренит-пумпеллиитовой субфации ($T = 190-210^{\circ}\text{C}$, $P = 1-1.5$ кбар) [Frey et al., 1991]. Палеомагнитные образцы (50 штук) отбирались из тонкообломочных разностей.

Силлы представлены пироксен-плагиоклазовыми долерито-базальтами и базальтами. Вторичные минеральные парагенезисы отвечают граничным условиям пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой субфаций ($T = 180-200^{\circ}\text{C}$, $P = 1$ кбар) [Frey et al., 1991]. Из силлов были отобраны 22 образца.

Габброиды представлены пироксен-роговообманковым габбро. Согласно парагенезисам вторичных минералов, породы, вероятно, претерпели метаморфические изменения в условиях пумпеллиит-актинолитовой субфации ($T = 300-350^{\circ}\text{C}$, $P = 1.5-2$ кбар) [Frey et al., 1991]. Отобрано 12 палеомагнитных образцов.

Из метаморфических толщ были опробованы два блока, относимых к андриановской свите. Первый (АК на рис. 1в) представлен чередующимися в разрезе амфиболитами, амфиболовыми сланцами и амфиболовыми гнейсами; биотит-амфиболовыми сланцами и гнейсами; гранат-биотитовыми и амфибол-эпидот-биотитовыми сланцами. Условия метаморфизма отвечают эпидот-ам-

фиболитовой фации ($T = 500-650^{\circ}\text{C}$) [Добрецов и др., 1972]. Исходными породами, согласно положению фигуративных точек на диаграмме А.А. Предевского [Предевский, 1980], являются продукты размытия и глубокого выветривания основных и ультраосновных пород семейства граувакков (рис. 2а [Розен и др., 1980]) с большой примесью продуктов синхронного вулканизма [Розен, 1993] (рис. 2в). Вторичные изменения пород протекали при температуре не выше $200-250^{\circ}\text{C}$ [Frey et al., 1991]. Из всех метаморфических разностей отобрано 20 палеомагнитных образцов.

Другой блок метаморфических пород (АА на рис. 1в) представлен амфиболовыми сланцами. Исходными породами (по А.А. Предевскому), вероятно, являются базальты и их туфы островодужной серии толеитового ряда (рис. 2г, 2д [Богатилов и др., 1987]). Метаморфизм, скорее всего, отвечает условиям эпидот-амфиболитовой фации (роговообманково-андезиновая ступень [Кориковский, 1979], $T = 550-600^{\circ}\text{C}$). Температура вторичных преобразований $300-400^{\circ}\text{C}$ [Добрецов и др., 1972]. Отобрано 26 палеомагнитных образцов.

В истоках р. Лево́й Андриановки были опробованы метаморфизованные в различной степени кремнисто-филлитовые толщи (ирунейская свита, аллохтон) и толща метаморфических пород, сформированная по осадочным и вулканогенным породам (относительный автохтон).

Филлиты ирунейской свиты (И 1-4 на рис. 1г) в разной степени раскристаллизованы и рассланцованы. Ассоциация вторичных минералов хлорит-серицит-альбит-кварц соответствует температуре $250-300^{\circ}\text{C}$ [Кориковский, 1979]. Исходными породами являлись натровые и магнезиально-железистые глины [Предевский, 1980], относимые (за исключением обр. 10) к семейству граувакков (рис. 2а) [Розен и др., 1982] с наличием значительного количества нормативных карбонатных фаз (рис. 2б) и с примесью продуктов синхронного вулканизма (рис. 2в) [Розен, 1993]. Отобрано 68 палеомагнитных образцов.

В метаморфической толще выделены два типа пород - метапелиты (ЛЮ на рис. 1г) и метавулканиды (ЛВ на рис. 5г).

В метапелитах выделяются две группы пород: 1 - двуслюдяные и биотитовые гнейсы, 2 - высокоглиноземистые породы (ставролит-биотитовые гнейсы, ставролит-мусковит-биотит-силлиманитовые сланцы, гранат-ставролит-биотит-силлиманитовые сланцы). Судя по парагенезисам, породы метаморфизованы в пограничных условиях между биотит-мусковитовой и силлиманит-биотитовыми фациями ($T = 580-650^{\circ}\text{C}$) [Добрецов и др., 1972]. Породы претерпели регрессивный метаморфизм, приведший к появлению постсланцеватого парагенезиса биотит+ставролит+гранат. Поскольку в

этих условиях сосуществует силлиманит, они отвечают параметрам силлиманит-биотит-ставролитовой субфации ($T = 500-580^{\circ}\text{C}$, $P = 3-5.5$ кбар) [Добрецов и др., 1972].

Среди метавулканидов выделяются следующие разновидности пород: 1 - биотит-роговообманковые сланцы (по роговой обманке развит актинолит и минералы группы эпидота); 2 - эпидот-амфиболовые сланцы и гнейсы, в которых присутствует вторичный более крупный эпидот, приуроченный к зонам окварцевания; 3 - биотит-эпидот-амфиболовые сланцы. Судя по парагенезисам 1 и 2, эти породы метаморфизованы в пограничных условиях между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями ($T = 600-650^{\circ}\text{C}$) [Добрецов и др., 1972]. Парагенезис 3 показывает, что эти толщи, возможно, претерпели регрессивный метаморфизм в условиях низов эпидот-амфиболитовой фации ($T = 500-550^{\circ}\text{C}$) [Добрецов и др., 1972]. Из метапелитов и метавулканидов отобрано 15 и 25 палеомагнитных образцов соответственно. Вторичные изменения протекали при $T = 180-200^{\circ}\text{C}$ [Frey et al., 1991]. Первичными породами метаосадочных и метавулканогенных толщ, по-видимому, являлись граувакки [Предевский, 1980] (рис. 2а) генотипической местности (рис. 2в) и туффиты средне-кислого состава (обр. 16, 19-23) [Предевский, 1980], соответствующие дацитам и риодацитам островодужных серий известково-щелочного ряда (рис. 2г, 2д [Богатилов и др., 1987]).

Во всех районах все описанные толщи сильно дислоцированы, разбиты на блоки, нередко участвуют в сложной изоклинальной складчатости.

МЕТОДЫ ЛАБОРАТОРНОЙ ОБРАБОТКИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ОБРАЗЦОВ

Из каждого образца выпиливалось два кубика с ребром 1 или 2 см. Оба кубика подвергались термочистке в интервале температур от 20 до 680°C , верхняя граница которого определялась температурой возникновения магнитных новообразований, искажающих остаточную намагниченность кубика. Для большинства кубиков в этом интервале проводилось от 10 до 14 нагревов с шагом $20-50^{\circ}\text{C}$. Нагревы кубиков проводились в печи, экранирование которой позволяет компенсировать магнитное поле Земли до 5-10 нТл. Измерения векторов намагниченности кубиков после каждого шага термочистки были сделаны на магнитометре JR-4. По данным термочистки для каждого кубика строились диаграммы Зийдервельда [Zijderveld, 1967], проводился компонентный анализ намагниченности кубиков [Kirschvink, 1980], анализ распределения векторов на сфере. Для каждого образца по обоим кубикам рассчитывались средние направления выделенных компонент намагниченности. Отбраковка образцов проводилась, если для них не удавалось

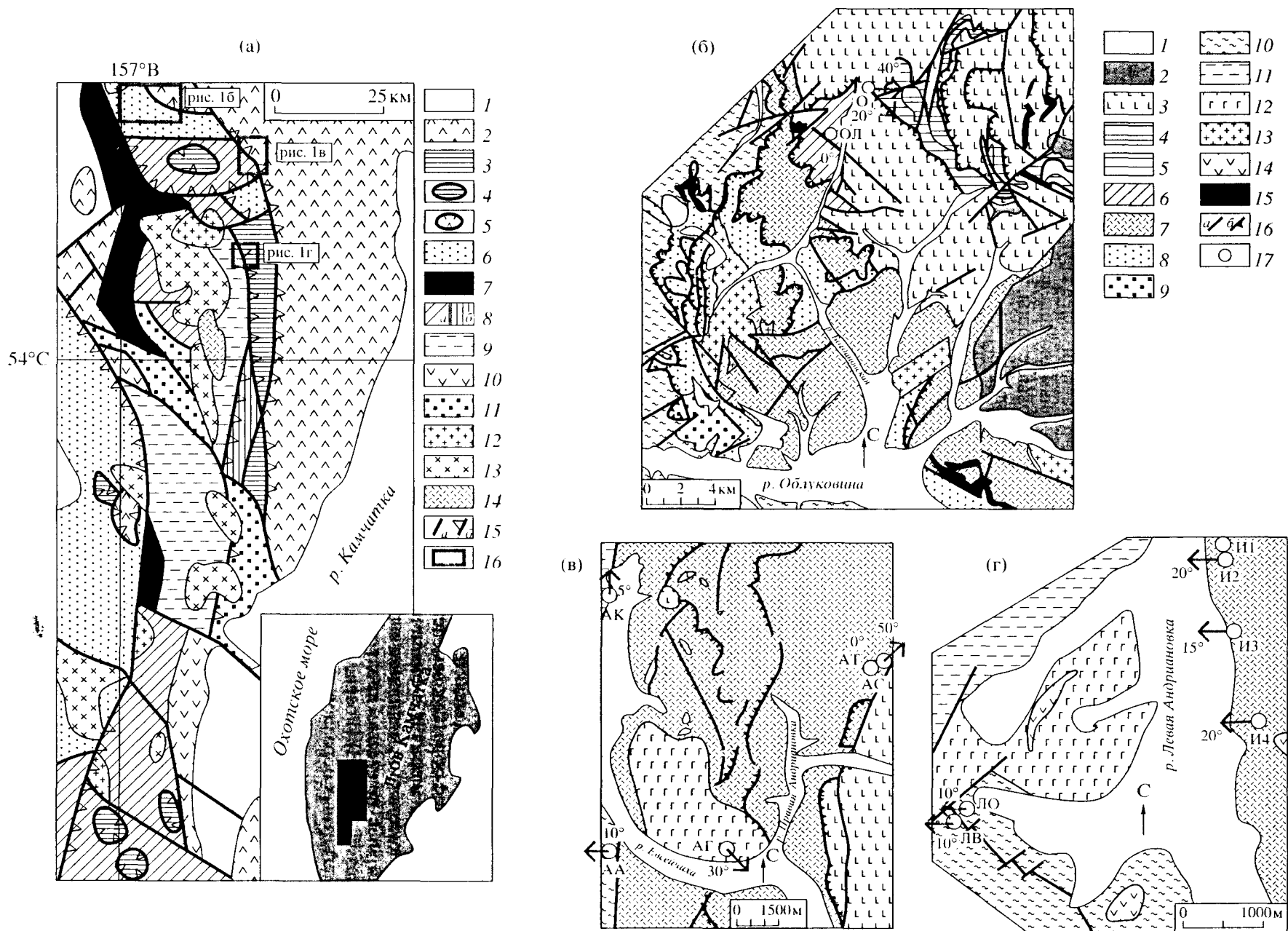


Рис. 1 (а) – Тектоническая схема южной части хр. Срединный [Бондаренко, 1997]: 1 – кайнозойские вулканогенно-осадочные образования; 2–5 – аллохтон: 2 – вулканогенно-осадочные образования ирунейской и кирганикской свит (K_2), 3 – зона Ганальско-Андриановской сутуры: метаморфизованные и тектонизированные габбро, гипербазиты, вулканогенно-кремнисто-терригенные породы, 4 – тектонические клиппы базит-гипербазитов, 5 – тектонические клиппы вулканогенно-кремнистых пород ирунейской свиты; 6–11 – относительный автохтон: 6 – терригенные отложения кихчикской серии (К), 7 – метаморфизованная алисторская офиолитовая ассоциация (Т?), 8а – отложения малкинской серии нерасчлененные (D-Т?), 8б – метатерригенно-кремнистые отложения хейванской свиты с телами метабазальтов, протрузиями гипербазитов и габбро (D-P), 9 – диафторированные гнейсы, мигматиты, амфибол-сланцевые сланцы, мраморы колпаковского комплекса (PZ₁), 10 – вулканогенно-осадочные образования квачонской свиты (J_3-K_1), 11 – метатерригенно-кремнистые отложения стопольниковской свиты (J-K); 12–14 – комплексы гранитоидов: 12 – мелового, 13 – мел-палеоценового, 14 – палеоген-неогенового возраста; 15 – разрывные нарушения: а – сбросы и сдвиги, б – взбросы и надвиги; 16 – районы работ.

(б)–(г) – Геологические схемы районов междуречья Ича–Облуковина [Аккреционная..., 1993], истоков р. Правая Андриановка [Шапиро и др., 1986], истоков р. Левая Андриановка [Шапиро и др., 1986] соответственно: 1 – аллювиальные, озерные и ледниковые отложения (Q); 2 – вулканогенно-осадочные образования (P_3-Q); 3 – кирганикская свита: туфы, туфобрекчии и лавы основного и среднего состава, туфопесчаники, туфоалевролиты, вулканомиктовые песчаники; 4–6 – ирунейский комплекс, туфогенная толща: 4 – туфы и туфобрекчии основного и среднего состава, реже туфопесчаники и туфоалевролиты, 5 – туфоалевролиты, туфоаргиллиты, алевроитовые и псаммитовые туфы основного и среднего состава, кремнистые туфоаргиллиты, 6 – нерасчлененные отложения; 7 – ирунейский комплекс, глинисто-яшмовая и глинисто-кремнисто-туфогенные толщи нерасчлененные: туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые туфоалевролиты, кремнистые алевролиты, аргиллиты, кремни, яшмы, реже туфы основного и среднего состава, базальты; 8 – хозгонская свита: алевролиты, песчаники, туфогенные аргиллиты, кремнистые аргиллиты, кремнеобломочные брекчии, реже базальты; 9 – барабская свита: конгломераты, конглобрекчии, гравелиты, песчаники, алевролиты, туфы среднего и основного состава; 10, 11 – метаморфические образования малкинской серии: 10 – метаосадки, 11 – метавулканиды; 12 – тела габбро; 13 – гранитоиды (N); 14 – тела диоритов (P); 15 – субвулканические тела среднего и кислого состава (N); 16 – разрывные нарушения: а – субвертикальные, б – надвиги; 17 – места палеомагнитного опробования. Стрелки указывают направление отклонения векторов намагничивания толщ от направления перемещения (современное поле в данном районе прямой или обратной полярности), цифра около стрелок указывает угол отклонения.

рассчитать среднего направления ни для одной компоненты с углом доверия не более 25°С.

Все исследованные толщи делились на блоки. В блоки были отнесены фрагменты толщ либо ограниченные разрывными нарушениями, либо отличающиеся по элементам залегания пород в них. Направления выделенных компонент анализировались на сфере для каждого блока отдельно, а также совместно по всем опробованным блокам или по группам блоков (если элементы залегания пород в них близки) в современной (ССК) и древней (ДСК) системах координат с использованием различных тестов [Храмов и др., 1982; Баженов и Шипунов, 1988]. Обратим внимание, что при применении теста складки для метаморфических толщ сравнение векторов намагниченности этих толщ в доскладчатом положении (ДСК) возможно при приведении плоскостей их сланцеватости или гнейсовости к любой одной плоскости. В данной работе для простоты выбрана горизонтальная плоскость.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНОГО АНАЛИЗА

Компонентный анализ показал, что намагниченность практически всех исследованных толщ состоит из одной компоненты (А на рис. 3). Во всех обломочных островодужных породах она сохраняется до 550–580°С (обр. 19А97, 249А97,

М4063 на рис. 3), в силловой толще – до 600–620°С (обр. 60А97 на рис. 3). В породах метаморфических комплексов компонента сохраняется до 550–580°С (обр. 105А97, 218А97, 193А97 – на рис. 3), исключение составляет блок АК, однокомпонентная намагниченность пород которого сохраняется до 660–680°С (обр. 73В97 на рис. 3). Двухкомпонентная намагниченность выявляется только в блоке туфогенных толщ Л в бассейне р. Облуковина. Относительно низкотемпературная компонента (А) выделяется в интервале 20–500°С, более высокотемпературная (В) – в интервале 350–580°С (обр. М4077 на рис. 3).

Выделенные компоненты образуют на сфере отчетливые группы (рис. 4, табл. 1–3). Все А-компоненты – послескладчатые (тест складки, проведенный методом сравнения средних направлений намагниченности [McFadden and Jons, 1981; Баженов и Шипунов, 1988], отрицательный для всех типов пород), их направления характеризуются прямой полярностью в ССК. В разрезе метаморфических толщ АА (рис. 1в) выявляются две отчетливые зоны: послескладчатая намагниченность нижней части разреза – прямой полярности, а намагниченность верхней части – обратной полярности в ССК.

Компонента намагниченности В, выделенная в двух блоках островодужной толщи Л (рис. 1б), возможно, доскладчатая. Направления намагниченности блоков резко различны в ССК, а в ДСК – на-

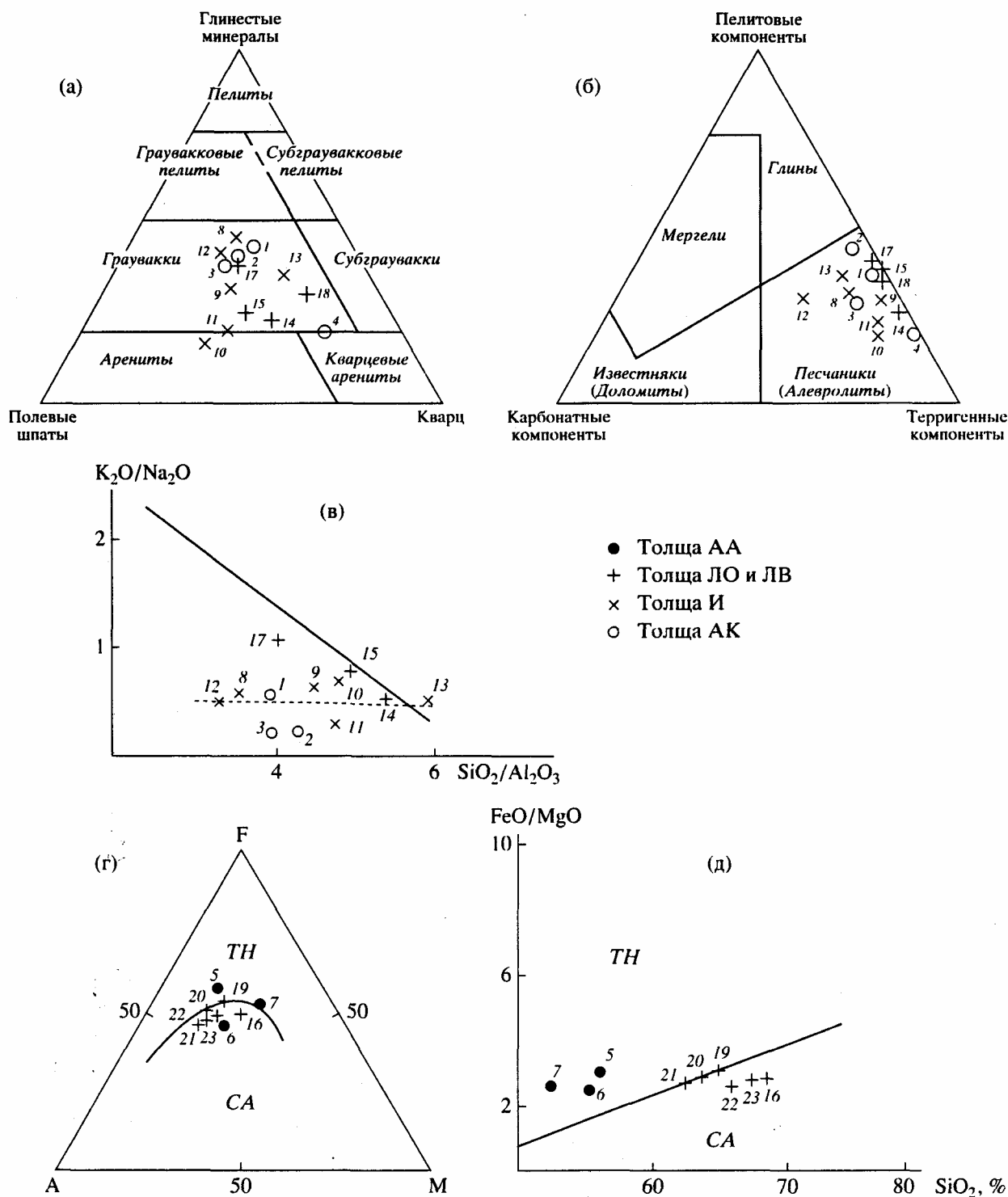


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы для пород метаморфических толщ: (а)–(в) – для метаосадков, (г), (д) – для метавулканитов. ТН, СА – соответственно области толеитовых и известково-щелочных пород. Цифры соответствуют номерам образцов. Остальные пояснения в тексте.

правления их намагниченности характеризуются разными склонениями и близкими наклонениями (рис. 4В), что может быть связано с вращением блоков друг относительно друга в плоскости сло-

ев при деформациях островодужных толщ. Тест складки [McFadden and Jons, 1981; Баженов и Шипунов, 1988], проведенный после совмещения склонений средних направлений намагниченнос-

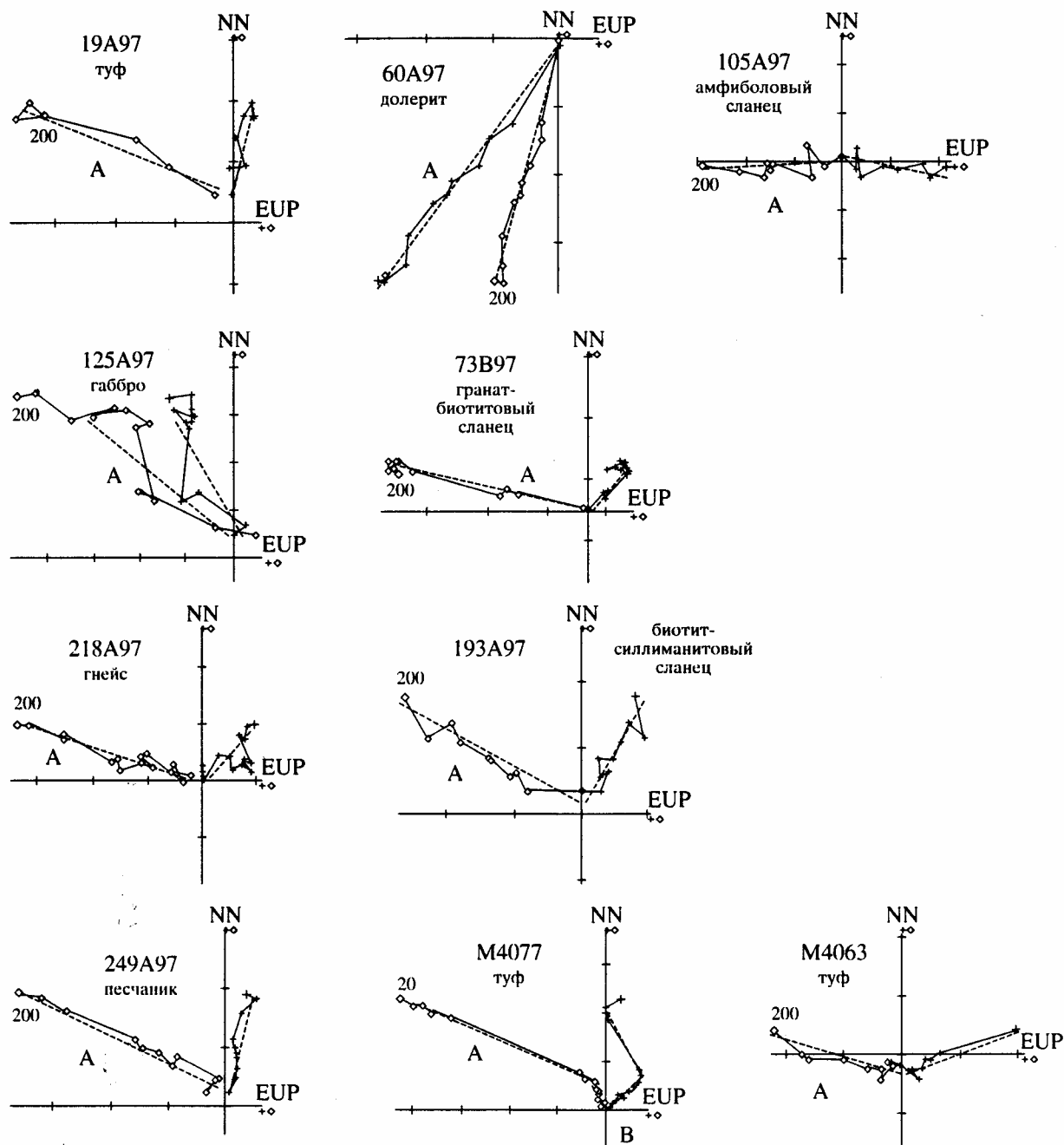


Рис. 3. Примеры диаграмм Зийдervельда для изученных пород Срединного хребта Камчатки. Диаграммы построены в ССК, ромбы – вертикальная плоскость (NU_p), кресты – горизонтальная плоскость (NE). Пунктиром и буквами А и В обозначены выделенные компоненты намагничивания.

ти блоков, положителен в ДСК и отрицательный в ССК (рис. 4в, табл. 1).

МАГНИТО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД

Для выяснения причин перемагничивания толщ нами были проведены микронзондовые исследования магнитных зерен пород всех изучен-

ных толщ и сняты зависимости намагниченности насыщения и остаточной намагниченности насыщения от температуры (J_s-T , $J_{rs}-T$) [Печерский, 1985]. Микронзондовые анализы проведены на растровом электронном микроскопе "Camebax" с приставкой для микроанализа "Link-860" совместно с М.И. Ильиным.

Из бассейна р. Облуковины породы не изучались в силу их слабой намагниченности.

В бассейне р. Правая Андриановка из метаморфической толщи АК были изучены 2 образца (амфиболит и биотит-амфиболовый сланец) (рис. 5). В обоих образцах на микрозонде выявлено несколько генераций магнитных минералов (рис. 5б–5г). Генерация титаномagnetитов представлена изометричными и правильными таблитчатыми зернами, размер которых от 10 до 50 мкм. Титаномagnetиты – двух типов: однородные на вид и с четкой штриховкой распада титаномagnetит-ильменит (рис. 5г). Содержание TiO_2 устойчиво как в однородных титаномagnetитах, так и в титаномagnetитах со структурой распада и составляют 14–17%. Содержание TiO_2 в ильменитах также устойчиво – 32–36%. Содержание титаномagnetитов относительно общего количества магнитных минералов – до 60%. Зерен титаномagnetитов мельче 10 мкм не наблюдалось. Другой генерацией магнитных минералов являются крупные, не менее 100–200 мкм, овальные или ограниченные зерна magnetита без примеси TiO_2 . Зерна magnetита равномерно распределены среди титаномagnetитов. Еще одним магнитным минера-

лом, по-видимому, является гематит, так как намагниченность этих пород сохраняется до 660°C. Кривые J_s-T , $J_{rs}-T$ показали присутствие magnetита и слабо выраженный “хвост” в гематитовом интервале температур. Отсутствие перегибов в титаномagnetитовой области говорит о том, что выявленные на микрозонде титаномagnetиты претерпели спиноидальный распад с образованием magnetита.

В метаморфической толще АА (два образца амфиболовых сланцев) на микрозонде обнаружены единичные зерна magnetита, ильменита (10–50 мкм), большое количество сфена (рис. 5д). Титаномagnetиты отсутствуют. Кривые J_s-T , $J_{rs}-T$ показывают только присутствие magnetита.

Изучение двух образцов габбро (тело АГ) показало, что в них присутствуют только магнетитовые (без TiO_2) зерна, изометричные и округлые, размером от 10 до 150 мкм. На кривых J_s-T , $J_{rs}-T$ обнаружен единственный перегиб в области точки Кюри magnetита ($T = 580^\circ C$).

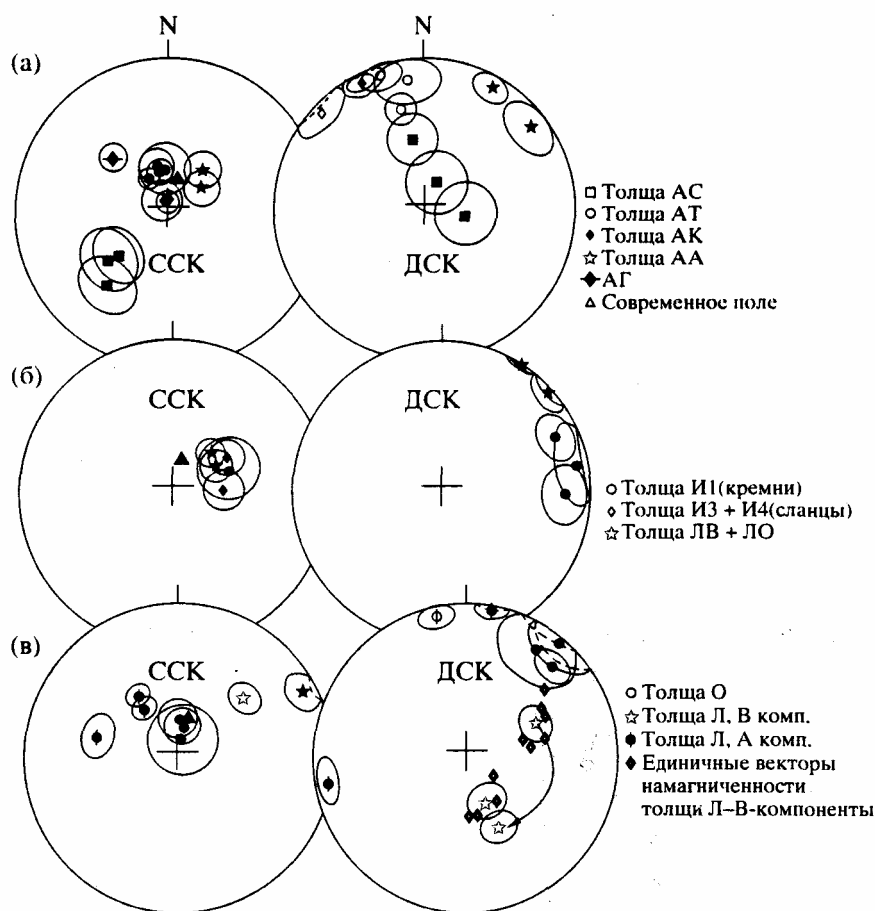


Рис. 4. Стереогаммы распределений средних направлений, выделенных компонент намагничивания с кругами доверия: (а) – бассейн р. Правая Андриановка, (б) – бассейн р. Левая Андриановка, (в) – бассейн р. Облуковина.

Таблица 1

Компонента	N/N ₁	D _c	I _c	K _c	α_{95c}	D _d	I _d	K _d	α_{95d}
Бассейн р. Облуковины									
A ₀₁	8	287	45	19	11	262	6	28	9
*A ₀₂	19	326	59	26	6.2	11	3	20	7
*A ₀₃	28	328	50.7	18.3	6.2	350	-7	12	7.7
среднее	47/49	327	54	20	4.5	359	-3	11	6
F _{2c} = 0.0496			F _{2d} = 0.2734			F _{2кр} = 0.0688			
*A _{Л1}	10	12.5	72	21	9.5	45	19	23	9
*A _{Л2}	5	10	78	9	20	33	17	10	20
*A _{Л3}	7	2	67	26	10	40	1	8	18
среднее	22/30	8	72	18.5	7	41	13	12	8.6
F _c = 2.06			F _d = 7.06			F _(4, 46, 95) = 2.35			
*B _{Л1}	4	69	-41	69	8	159	-64	45	10
*B _{Л2}	6	64	9	29	10	65	-48	38	9
среднее	10/30	66	-11	8	15	159	-54	31	8
F _{2c} = 3.93			F _{2дг} = 0.4501			F _{2кр} = 0.4542			

Примечание. N/N₁ – количество образцов, участвующих в анализе/общее число образцов, D_c, I_c, K_c, α_{95c} – склонение, наклонение, кучность, угол доверия в современной системе координат, D_d, I_d, K_d, α_{95d} – склонение, наклонение, кучность, угол доверия в древней системе координат; A, B – обозначение компоненты намагниченности, Л₂, О₁, АТ₃, АС₂ – обозначение опробованной толщи (см. рис. 2–4), цифра – номер блока, звездочка обозначает, что направление намагниченности блока использовано в расчете среднего направления намагниченности по всем блокам. F – статистический параметр, используемый при сравнении средних векторных величин [McFadden, Jons, 1981; Баженов и Шипунов, 1988]. В строке “среднее” для B-компоненты в ДСК направление намагниченности рассчитано при приведении направлений намагниченности блоков Л₁ и Л₂ к единому склонению – 159°.

В породах силловой толщи (АС) на микроанализаторе обнаружено небольшое количество зерен титаномагнетитов (размер 3–20 мкм, содержание TiO₂ – 2–15%) и многочисленные зерна чистого магнетита (10–100 мкм). Магнетит занимает не менее 70% объема всех магнитных минералов. Кривые Js–T, Jrs–T показали только магнетитовую фазу.

В толще островодужных туффитов (АТ) были изучены 5 образцов. Магнитные минералы в них представлены отдельными однородными зернами титаномагнетитов размером от 1 до 200 мкм, а также скоплениями мелких, до 4 мкм зерен титаномагнетитов, которые пространственно ассоциируют с кристаллами альбита и, вероятно, являются включениями в этом минерале. Содержание TiO₂ как в отдельных зернах титаномагнетитов, так и во включениях варьирует от 1–2 до 14%. На кривых Js–T, Jrs–T выявлена только точка Кюри чистого магнетита, следовательно, зерна титаномагнетитов претерпели тонкий спиноидальный распад, не фиксируемый на микрозонде.

Бассейн р. Левая Андриановка. В двух образцах филлитов, представляющих толщу И, на микрозонде были обнаружены только зерна чистого магнетита (2–40 мкм). Кривые Js–T, Jrs–T показывают магнетитовую точку Кюри.

В двух образцах из метаморфических толщ ЛО и ЛВ (эпидот-амфиболовый сланец и биотит-эпидот-амфиболовый сланец) выявлен магнетит двух генераций. В основном таблитчатые зерна магнетита первой генерации имеют размер не более 50 мкм. Вторая генерация магнетита представлена крупными изометричными и овальными зернами, размер которых превышает 200 мкм. Встречены единичные зерна ильменита, часто со структурами прорастания и с каемками обрастания, представленными сфеном. На кривых Js–T, Jrs–T фиксируется только магнетитовая фаза.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ПЕТРОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Из приведенных выше палеомагнитных данных очевидно, что практически все исследован-

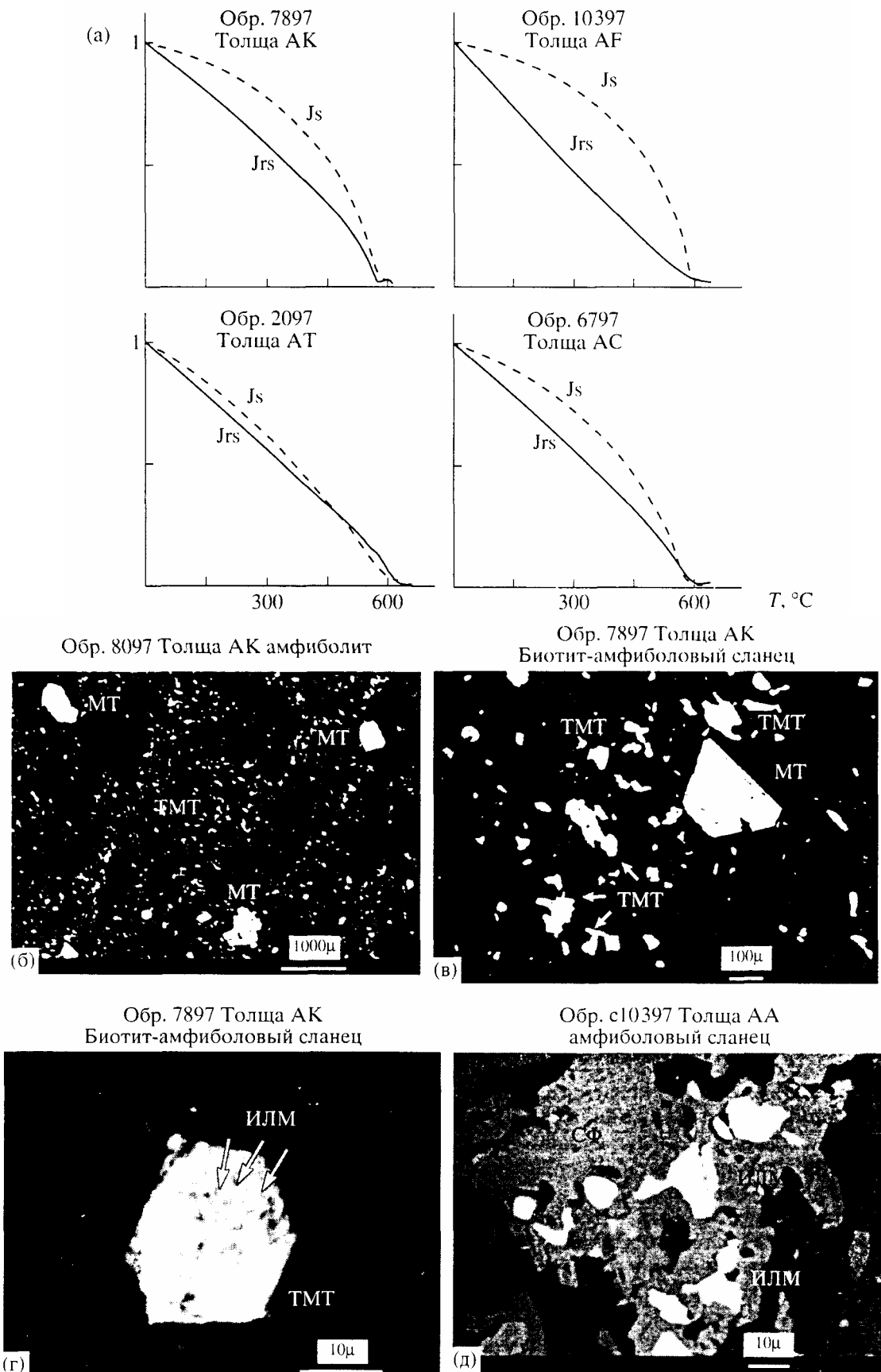


Рис. 5. Примеры зависимостей J_s - T , J_{rs} - T (а) и фотографии магнитных зерен (б)-(д) изученных пород. МТ – магнетит, ТМТ – титаномagnetит, ИЛМ – ильменит, СФ – сфен.

ные толщи полностью перемагничены после какого-то этапа их деформаций. Только в толще Л в бассейне р. Облуковина была выделена как, по-видимому, доскладчатая (В-компонента), так и послескладчатая А-компонента намагниченности.

Обоснование доскладчатой природы В-компоненты весьма слабое, тем не менее, если намагниченность доскладчатая, то островодужная толща Л могла быть сформирована в позднем мелу в широтном интервале -27° – 35° – 43° с.ш. Этот вывод прекрасно увязывается с результатами исследования меловых островодужных толщ других районов Камчатки и юга Корьякии [Коваленко, 1999].

Направления послескладчатой намагниченности исследованных толщ, представленной во всех толщах только одной компонентой, отличаются друг от друга. Некоторые из них (намагниченность толщ Л, АТ и АК) близки к направлению магнитного поля Земли на юге Камчатки прямой или обратной полярности, остальные отличаются от него (рис. 2, 3, 5, табл. 1–3), вероятно, в связи с

их деформациями после перемагничивания. Направления и угловые величины отклонений векторов послескладчатой намагниченности от направления современного поля распределены не-закономерно в районах рек Облуковина и Правая Андриановка и закономерно в бассейне р. Левая Андриановка (рис. 1г), что, вероятно, свидетельствует, что толщ р. Левая Андриановка были наклонены на запад на 10° – 20° после их перемагничивания. Обратим внимание, что иногда близко расположенные в геологической структуре блоки имеют резко отличающиеся направления намагниченности (АС и АТ на рис. 1в; Л и О на рис. 1б). Микрозондовые и петромагнитные исследования показали, что в толщах (АК, АС и АТ) присутствуют претерпевшие тонкий спиноидальный распад титаномагнетиты и практически во всех толщах (исключение островодужная толща АТ) – магнетиты.

Титаномагнетиты вулканогенных практически неметаморфизованных толщ АС и АТ, очевидно, магматического происхождения. Титаномагнетиты метаморфической толщ АК также, по-видимому,

Таблица 2

Компонента	N/N ₁	D _c	I _c	K _c	α_{95c}	D _л	I _л	K _л	$\alpha_{95л}$
Бассейн р. Правая Андриановка									
*A _{AT1}	8	356	70	13	14	354	–16	11	15
*A _{AT2}	5	349	68	44	9	348	–35	70	7
*A _{AT3}	10	352	69	26	9	341	–9	25	9
*A _{AT4}	16	344	72	41	5	337	–6	17	8.5
среднее	39/50	350	71	29	4	343	–13	14	6
F _{2c} = 0.230		F _{2д} = 4.37				F _(6, 62, 95) = 2.55			
*A _{AC1}	5	237	47	13	17	101	68	11	19
*A _{AC2}	6	224	38	13	16	22	76	9	19
*A _{AC3}	11	234	53	7.5	15	353	50	9	14
среднее	22/22	231	48	10	10	11	67	6	12
F _c = 0.786		F _д = 5.959				F _(4, 46, 95) = 2.35			
*A _{AA1}	10	224	–63	20	10	235	–13	9	14
*A _{AA2}	13	59	68	16	9.5	34	9	22	8
среднее	23/26	52	66	17.5	7	43	11	12	8.5
F _{2c} = 0.0429		F _{2д} = 0.23302				F _{2кр} = 0.1533			
*A _{AK1}	5	332	85	35	10.5	311	–2	25	12.5
*A _{AK2}	12	338	85	39	6.5	332	3	38	6.6
среднее	17/20	335	85	40	5.4	326	1	23	7
F _{2c} = 0.00036		F _{2д} = 0.4875				F _{2кр} = 0.2210			
A _{AI}	12/12	314	48	37	6.6				

Обозначения см. табл. 1.

Таблица 3

Компонента	N/N ₁	D _c	I _c	K _c	α_{95c}	D _d	I _d	K _d	α_{95d}
Бассейн р. Левая Андриановка									
*A _{ЛВ} + ЛО ₁	11	61	64	25	8.4	50	3	19	9.6
*A _{ЛО2}	5	47	62	77	7	35	1	91	6.5
среднее	16/40	56	64	32	6	45	2	22	7.5
F _{2c} = 0.05			F _{2d} = 0.258			F _{2кр} = 0.238			
*A _{И3}	8	62	56	23	10	67	15	26	9.6
*A _{И4}	7	93	62	22	11	93	16	15	14
A _{И1}	3	255	-59	19	18	262	-8	19	18
среднее	15/68	75	60	19	8	79	16	14	9.7
F _{2c} = 0.267			F _{2d} = 0.5			F _{2кр} = 0.269			

Обозначения см. табл. 1.

магматические, сохранившиеся от первичной породы, так как температура формирования в них структур распада титаномагнетит-ильменит, рассчитанная по термометру Линдсли [Buddington, Lindsley, 1964], соответствует 110G-1300°C (температура метаморфизма 500-650°C). Титаномагнетиты с такими высокими температурами распада могли существовать в базальтовом расплаве известково-щелочной серии, где они кристаллизуются одними из первых [Gill, 1981] или присутствовать в ультроосновных породах (например, в пикритах или породах дунит-пироксенит-габбро-вой ассоциации [Магматические..., 1988].

Магнетиты присутствуют в толщах в разной степени метаморфизованных, залегающих как в аллохтоне (толщи АС, И, АГ), так и в автохтоне (толщи АК, АА, ЛО и ЛВ). В метаморфических толщах ЛО и ЛВ выявлены две генерации магнетита. Генерация крупных 100-200 мкм зерен магнетита, вероятно, более поздняя, так же, как и в метаморфической толще АК. Генерация более мелких зерен (до 50 мкм), возможно, синметаморфическая. Так как магнетит присутствует практически во всех (за исключением островодужных) толщах, то, по-видимому, его кристаллизация произошла в результате какого-то единого химического процесса после тектонического совмещения автохтонных и аллохтонных толщ (в палеоцене [Бондаренко, 1997]). Если бы формирование магнетита произошло до тектонического совмещения толщ, то сильные деформации в период тектонического совмещения (столкновения) блоков пород привели бы к значительным отклонениям векторов послескладчатой намагниченности от направления поля перемагничивания. Процесс перемагничивания протекал достаточно длительное время, так как в толще АА, носителем намагниченности которой является маг-

нетит, выявлены четкие зоны прямой и обратной полярности. Тектоническое совмещение остро-водужных толщ, возможно, произошло позже перемагничивания пород, связанного с формированием магнетита, так как в них не выявлены признаки вторичного магнетита (толща АГ), и компоненты послескладчатой намагниченности в них выделяются при более низких температурах (в островодужных толщах бассейна р. Облукови-ны выделяется, по-видимому, доскладчатая намагниченность).

Очевидно, что формирование вторичного магнетита могло привести к перемагничиванию многих изученных толщ, так как концентрация его в породах достаточно велика. Тем не менее, обращает на себя внимание такой факт, как присутствие во многих толщах нескольких разновозрастных генераций магнитных минералов, в то время как намагниченность их состоит из одной компоненты (толщи АК, АС, ЛВ и ЛО). В частности, в описанной выше толще АК присутствуют титаномагнетиты, магнетит и гематит. Титаномагнетиты магматического происхождения, которые претерпели тонкий (много мельче 1 мкм) спино-идальный распад, с образованием, по-видимому, однодоменных зерен магнетита, в период метаморфизма этой толщи (температура метаморфизма 500-650°C) должны были приобрести жесткую стабильную термоостаточную намагниченность. Их объем в породе не менее 2/3 от общего объема видимых магнитных минералов. Намагниченность значительно позже сформированного многодоменного магнетита (объем 1/3 от общего объема магнитных минералов) часто менее жесткая и могла легче "счищаться" в процессе термочистки, а гематита - более жесткая. Тем не менее, в этой толще выделяется только одна компонента, устойчивая в интервале температур

от 20 до 660°C (направления намагниченности векторов, выделенных в магнетитовом и гематитовом интервале температур, совпадают). Направление компоненты близко к направлению магнитного поля Земли прямой полярности в этом районе, и создается впечатление, что толща перемагничена после формирования всех генераций магнитных минералов. Во всех перемагниченных островодужных толщах присутствуют высокотемпературные послескладчатые компоненты намагниченности и отсутствуют признаки вторичного магнетита. Таким образом, по-видимому, перемагничивание каких-то толщ пород изученных районов вообще не связано с формированием вторичного магнетита, а перемагничивание других, по-видимому, произошло после его формирования. Так как толщи не подвергались сильным вторичным прогревам после их формирования или после этапов высокотемпературного метаморфизма в случае метаморфических толщ (температура возможных вторичных прогревов не превышает 200-250°C), то необходимо предполагать термовязкую природу их послескладчатых компонент намагниченности. Так как все толщи относительно слабо деформированы после перемагничивания, то скорее всего их перемагничивание как химическое, связанное с кристаллизацией вторичного магнетита (например, толща АА, в которой выделяются зоны послескладчатой намагниченности прямой и обратной полярности), так и термовязкое произошло после последнего выделяемого в этом районе этапа деформаций, после эоцена [Аккреционная..., 1993]. Причиной и химического, и термовязкого перемагничивания толщ в этих районах могут быть активные магматические процессы, связанные с субдукцией тихоокеанских плит под окраину континента.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В структуре Малкинского выступа присутствуют в разной степени перемагниченные породы. Анализ доскладчатой намагниченности островодужных толщ показал, что эти толщи были сформированы в позднем мелу в интервале - 27°-35°-43° с.ш. Однокомпонентная послескладчатая намагниченность метаморфических и неметаморфизованных толщ приобретена в результате двух процессов - химического перемагничивания с формированием вторичного магнетита и более поздним термовязким перемагничиванием.

Указанные процессы перемагничивания уничтожили синметаморфическую намагниченность метаморфических толщ этого района. Тем не менее, перемагничивание метаморфических толщ Малкинского выступа, очевидно, связано не с особенностями геологического развития комплексов пород метаморфических поясов, а с тектоническими процессами, специфическими для

района Камчатки (длительные аккреционные и субдукционные процессы, широкое проявление вулканизма). Так как, по крайней мере, в некоторых метаморфических толщах (АК) обнаружены магнитные минералы (титаномагнетиты), способные приобретать устойчивую синметаморфическую намагниченность, то палеомагнитные исследования метаморфических толщ, направленные на решение задач метаморфической геологии, необходимо продолжать в других районах.

Работа выполнена при финансовой поддержке фонда РФФИ, проекты № 97-05-64609 и 97-05-64610.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аккреционная тектоника восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Баженов М.Л., Штунов С.В. Метод складки в палеомагнетизме // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. №7. С. 89-101.
- Богатиков О.А., Богданова С.В., Барсук А.М. и др. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 479 с.
- Бондаренко Г.Е. Ультраосновные и основные мета-вулканы срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 3. С. 32-40.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Наука, 1972. 298 с.
- Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и тектоническая эволюция северо-западного обрамления Командорской котловины (Берингово море) // Геотектоника. 1999. № 3. С. 58-77.
- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Печерский Д.М. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 287 с.
- Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152с.
- Розен О.М., Нистратов Ю.А., Злобин В.Л. и др. Метод вычисления минерального состава осадочных пород по их химическим анализам: обоснование и программа на ЭВМ. М.: Наука, 1982. Рукопись депонир. в ВИНТИ, № 3769-82. 88 с.
- Розен О.М. Граувакки метаморфических комплексов докембрия (связь состава и геодинамических условий формирования) // Изв. ВУЗ. Геология и разведка. 1993. № 1. С. 36-50.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. С. 80-102.
- Шапиро М.Н., Разницын Ю.Н., Шанцер А.Е., Лан-дер А.В. Структура Северо-Восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: