

ОЦЕНКА ВОЗРАСТА УЛЬТРАМАФИТОВ МАССИВА ЧАД (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ) ПО
ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

А.С. Каретников

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 68000;
e-mail: natali@itig.as.khb.ru

Поступила в редакцию 24июля 2014 г.

Проведено петро- и палеомагнитное исследование ультрамафитовых пород (дунитов и клинопироксенитов) массива Чад. Приведены аргументы, косвенно свидетельствующие в пользу термоостаточной природы и первичности образования выделенных для них характеристических намагниченностей.

Координаты вычисленных по ним палеополюсов составляют для: а) дунитов – $Plat = 67.0^\circ$, $Plong = 200.4^\circ$, $dp = 3.0^\circ$, $dm = 2.7^\circ$; б) клинопироксенитов – $Plat = 67.5^\circ$, $Plong = 204.5^\circ$, $dp = 3.4^\circ$, $dm = 3.0^\circ$. На основании этих данных предполагается раннемеловой возраст чадских дунитов и клинопироксенитов.

Ключевые слова: петро- и палеомагнитные исследования, ультрамафиты, дуниты, клинопироксениты, петрографический анализ, характеристические намагниченности, координаты палеополюса, возраст массива, массив Чад, Алданский щит.

ВВЕДЕНИЕ

На территории Алданского щита известен ряд щелочно-ультраосновных массивов (Кондер, Чад, Сыбах, Инагли), которые, в силу неопределенности их возрастного положения, по сходству строения объединяются, по мнению одних авторов, в группу гетерогенных массивов [12], а по мнению других – в группу концентрических комплексов [5, 19] с дунитовым ядром. Среди этих массивов эталонным (по правильному концентрически-зональному строению; по геологическим взаимоотношениям слагающих его пород, по проявленности магматических, постмагматических, контактово-реакционных процессов) считается самый крупный из них – Кондерский [1, 13, 18]. До середины 90-х годов прошлого столетия формирование подобных массивов, несмотря на противоречивость существовавших представлений об их возрасте, связывалось большинством авторов, как правило (см., например, [10, 12]), с мезозойским этапом активизации Алданского щита.

В настоящее время считается, что образование вышеперечисленных массивов, при все еще сохраняющейся возрастной неопределенности каждого из них, произошло в протерозое. Подобная точка зрения базируется, прежде всего, на материалах проведенных в последние годы минувшего столетия детальных геолого-геохимических и петрологических исследо-

ваний массива Кондер [7, 19]. Кроме того, результаты выполненного в то же время палеомагнитного исследования наиболее древних [4] пород этого массива – двух разновидностей его ультрамафитов (дунитов и клинопироксенитов) – позволили, с одной стороны, сделать вывод об одновременности их образования, с другой стороны – оценить возраст этих пород и, соответственно, возраст самого массива как позднепротерозойский (поздний рифей) [15].

В представляемой статье приведены данные петро- и палеомагнитного исследования самых древних пород таких же разновидностей ультрамафитов (дунитов и клинопироксенитов) массива Чад, аналогичного по строению Кондерскому, дополненные материалами петрографического анализа для оценки их возраста. Материалы проведенных исследований представлены для чадских дунитов и клинопироксенитов отдельно. Это сделано по двум причинам. Во-первых, речь в случае дунитов и клинопироксенитов массивов Кондер и Чад идет о разных породах [21]. Во-вторых, о возрасте этих пород в настоящее время существует две точки зрения. Одни исследователи [см., например, 4, 24] рассматривают дуниты вышеперечисленных щелочно-ультраосновных массивов как наиболее древние породы и относят их к докембрийским образованиям, а клинопироксениты – к мезозойским продуктам переработки дунитов, возникшим при

воздействии на них высокотемпературной щелочно-основной магмы в зонах контакта. Другие же придерживаются тезиса о равенстве возрастов всех пород (включая ультрамафиты), слагающих такие массивы, и отнесении их к единому магматическому циклу [20]. Подобные точки зрения при отсутствии достоверных геологических данных о возрасте этих пород основывались, главным образом, на общегеологических соображениях.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Массив Чад (географические координаты: $\varphi = 56^{\circ}34'31''$ с.ш. и $\lambda = 135^{\circ}14'31''$ в.д.) расположен в юго-восточной части Сибирской платформы на левобережье р. Маймакан, крупного левого притока р. Май в ее среднем течении (рис. 1А). В структурном отношении он расположен в юго-восточной периферии Омнинско-Батомгского блока Сибирской платформы, граничащего с Улканским прогибом (Кондерский массив находится на северной окраине Омнинско-Батомгского поднятия).

Породы массива Чад обнажаются, как и породы Кондерского, среди архейских образований (маймаканская свита батомгской серии) фундамента и перекрывающих их протерозойских отложений чехла платформы (рис. 1Б). При этом установлено, что вблизи массива платформенный чехол не нарушен [6, 13]. Массив в плане имеет довольно правильную округлую форму диаметром около 3.5 км. Строение массива концентрически-зональное, характеризующееся наличием центрального ядра и окружающих его концентрических замкнутых колец, сформированных породами разного состава (рис. 1 В). Центральная ядерная часть массива сложена дунитами, составляющими вместе с другой его ультрамафитовой разновидностью – клинопироксенитами – до 85 % площади на современном эрозионном срезе. Дуниты образуют изометричное в плане тело, размеры которого в поперечном сечении достигают 2.5 км. Они окружены кольцом клинопироксенитов шириной 150–600 м. Далее расположены прерывистые дуговые тела оливиновых и щелочных габброидов, диоритов и сиенитов. Массив Чад контролируется пересечением двух глубинных разломов – широтным Улканским и субмеридиональным Маймаканским [11]. Согласно геофизическим данным, он представляет собой «трубообразное тело, глубоко уходящее в недра Земли» [13]. Внешне массив Чад очень напоминает Кондерский, несмотря на то что имеет меньшие размеры (они отличаются диаметрами их центральных дунитовых частей: 2.5 км против 6.5 км [15]) и более простое строение (в постройке его центральной части принимают участие только две разновидности ультра-

мафитов: дуниты и клинопироксениты; косьвиты, характерные для Кондерского массива, здесь практически отсутствуют) [6, 14]. Тело ультрамафитов массива Чад, в отличие от вертикального штока ультрамафитов Кондерского массива, падает на восток под углом 60° [12]. Подобное смещение геометрического центра к востоку связано с наклонным характером стенок его магматической камеры [13]. Петрографическими и петроструктурными исследованиями образцов двух разновидностей чадских ультрамафитов – дунитов и клинопироксенитов – было установлено [13], что их текстура и структура имеет упорядоченный характер. Это вместе с упомянутым выше фактом ненарушенности платформенного чехла вблизи массива достаточно убедительно свидетельствует о неизменности как залегания обоих ультрамафитовых разновидностей в структуре массива, так и положения самого массива в структуре Алданского щита. Эти соображения явились основанием для применения результатов петро- и палеомагнитного исследования наиболее древних пород массива для оценки их возраста и возраста самого массива. Что касается возраста массива, установленного изотопными методами, то для него известно одно определение (160 ± 25 млн лет), полученное К-Аг методом [10] для диоритов из внешней оторочки, опоясывающей его центральную часть, сложенную дунитами и клинопироксенитами.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе работы лабораторным испытаниям были подвергнуты подготовленные ориентированные образцы двух разновидностей чадских ультрамафитов – дунитов и клинопироксенитов, – отобранных из разных частей массива (рис. 1 В). Отбор ориентированных образцов осуществлялся вручную с ориентировкой маркируемых плоскостей при помощи горного компаса.

С целью определения компонентного состава естественной остаточной намагниченности (NRM) и выявления наиболее эффективного вида размагничивания (поскольку изначально коллекция образцов характеризовалась беспорядочными направлениями векторов NRM) на ряде представительных образцов дунитов и клинопироксенитов было выполнено размагничивание переменным магнитным полем (Н-чистка) и температурой (Т-чистка). Сопоставление их результатов показало эффективность Н-чистки. Только при этом виде размагничивания для чадских ультрамафитов выделяются стабильные компоненты NRM, которые при терморазмагничивании выделяются далеко не всегда.

Все измерения проводились по общепринятым методикам [23]. Естественная остаточная намагни-

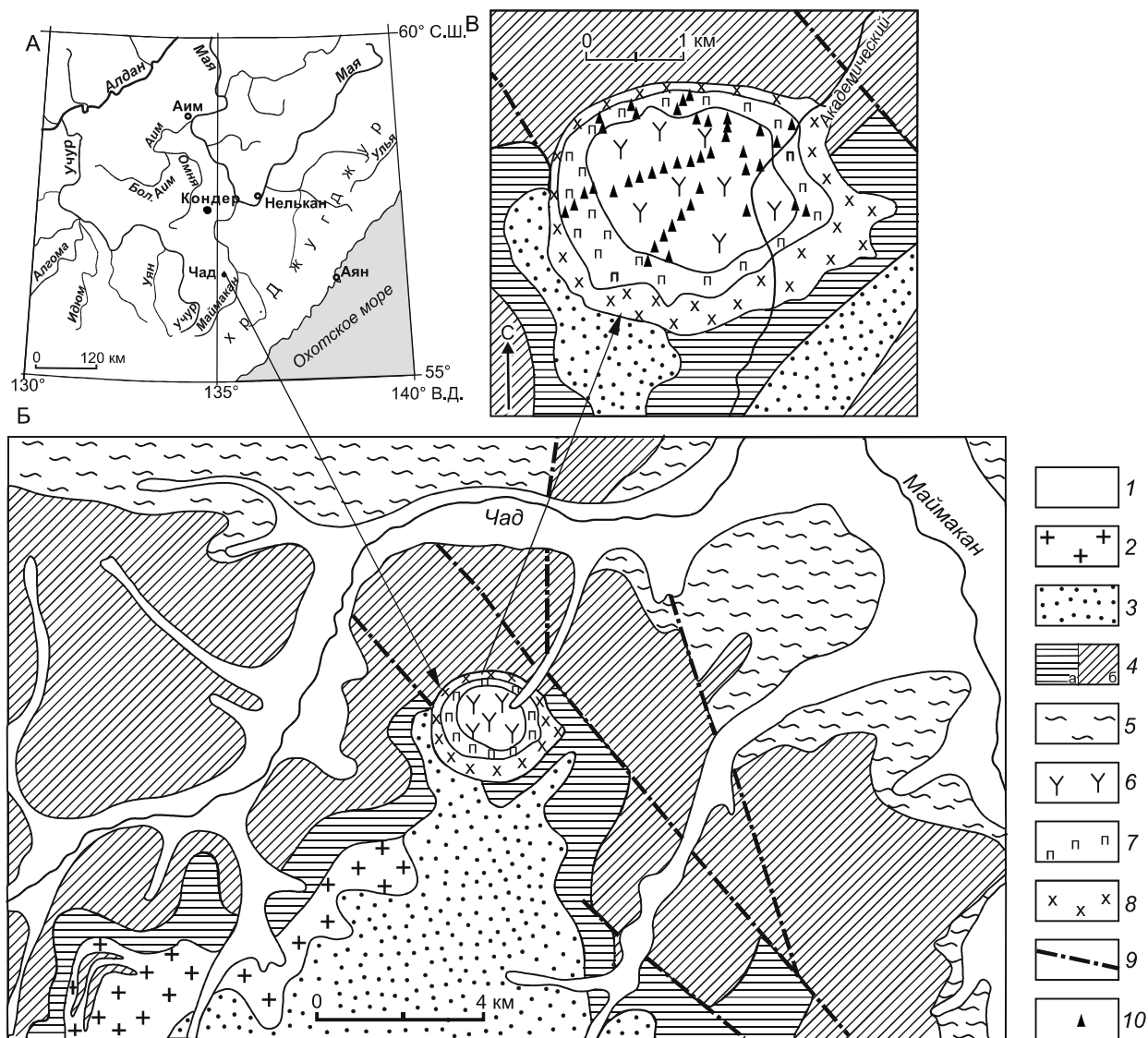


Рис. 1. Местоположение концентрически-зонального массива Чад (А); геологическая карта района Чадского массива (Б), составленная В.Р. Алексеевым и Е.Г. Жуковой с дополнениями К.Н. Малича [17] и схема геологического строения самого массива [6] (В), с небольшими изменениями автора и указанием мест отбора ориентированных образцов ультрамафитов.

Условные обозначения для Б и В: 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – юрско-меловой джугджурский интрузивный комплекс; 3 – верхний протерозой: эннинская свита (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 4 – нижний протерозой: а – гонамская свита (песчаники, гравелиты), б – элгэтэйская свита (диабазы, диабазовые порфиры, кварцевые порфиры и их туфы, песчаники); 5 – архей: маймаканская свита (биотитовые и амфиболовые гнейсы и сланцы); 6–8 – образования массива Чад: 6 – дуниты, 7 – клинопироксениты, 8 – диориты, сиениты, габброиды; 9 – разломы; 10 – точки отбора ориентированных образцов.

ченность измерялась на спин-магнитометре JR-4, а начальная магнитная восприимчивость – на KLY-2. Петромагнитные характеристики (величины намагниченности, начальной магнитной восприимчивости, а также фактора Кенигсбергера) обоих разновидностей ультрамафитов в статье не рассматриваются. Они (кроме величины фактора Кенигсбергера) подробно описаны в [14]. В данной публикации приведены лишь пределы изменения величин этих характеристик.

Для выяснения происхождения стабильных компонент NRM, выделенных как для дунитов, так и для клинопироксенитов, использовались результаты метода сравнения коэрцитивных спектров нормальных намагниченностей, полученных из естественного (ЕС) и нулевого (НС) магнитных состояний с определением температурно-чувствительного параметра N_T , отражающего температуру окончательного формирования фазового состава многодоменно-

го ферромагнетика [25]. Эти результаты позволяют косвенно судить о термической природе образования выделенных намагниченностей. Многодоменность магнитных минералов диагностировалась с помощью отношений таких магнитно-структурных параметров, как J_r/J_s (остаточная намагниченность насыщения / намагниченность насыщения) и H_{cr}/H_c (остаточная коэрцитивная сила / коэрцитивная сила) [27].

Для определения состава, структуры носителей магнетизма двух разновидностей чадских ультрамафитов, их магнитной жесткости на коллекции представительных образцов изучались следующие характеристики: (1) начальные и повторные температурные зависимости намагниченности насыщения $J_s(T)$ от комнатной температуры до 700°C с определением точки Кюри (T_c), установленные при выполнении термомагнитного анализа (ТМА), на термомагнитном анализаторе фракций ТАФ-2 (производство ГО «Борок» ИФЗ РАН, чувствительность по магнитному моменту $8 \cdot 10^{-10}$ Ам², точность измерений температуры не ниже 2° , постоянное магнитное поле 400 кА/м, масса навески 0.2 г); (2) петли гистерезиса, намагниченность насыщения (J_s), остаточная намагниченность насыщения (J_r), коэрцитивная сила (H_c) и остаточная коэрцитивная сила (H_{cr}) на установке для снятия параметров петли гистерезиса (производство ГО «Борок» ИФЗ РАН, чувствительность по намагниченности $3 \cdot 10^{-1}$ А/м, диапазон магнитных полей от 0 до ± 520 кА/м, размер образца: $10 \times 10 \times 10$ мм); (3) состав и структура магнитных минералов в образцах на растровом электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMN с энергодисперсионным анализатором X-MAX80.

Для более точного определения выделенных у образцов обеих разновидностей ультрамафитов характеристических намагниченностей (ХН), по которым рассчитывались соответствующие координаты палеополюсов, в работе использовались результаты выполненного для них петрографического анализа.

Выделение компонент естественной остаточной намагниченности проводилось путем использования пакета программ Р. Энкина [29]. Расчет координат палеомагнитных полюсов проводился с помощью программы Т. Торсвика [30]. Для иллюстрации полученных результатов использованы стандартные формы отображения палеомагнитных данных – диаграммы Зийдервельда, стереограммы распределения векторов NRM на сфере и графики размагничивания NRM.

ХАРАКТЕРИСТИКА НОСИТЕЛЕЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Магнитные характеристики (величины намагниченности NRM, магнитной восприимчивости

и фактора Кенигсбергера Q) изученных образцов обеих разновидностей чадских ультрамафитов варьируют в широких пределах. Для дунитов эти пределы, соответственно, равны: $(18 \div 10200) \times 10^{-3}$ А/м; $(100 \div 1700) \times 10^{-5}$ ед. СИ; $0.4 \div 72$; для клинопироксенов: $(50 \div 160000) \times 10^{-3}$ А/м; $(130 \div 30000) \times 10^{-5}$ ед. СИ; $1.9 \div 260$. Поэтому для всех образцов ультрамафитов исследовались в первую очередь данные, характеризующие структуру и состав носителей магнетизма.

В результате рентгено-спектрального микроанализа коллекции образцов дунитовой разновидности чадских ультрамафитов было установлено присутствие во всех исследованных образцах зерен хромшпинелидов.

В свою очередь, результаты выполненного для дунитов термомагнитного анализа свидетельствуют о том, что их магнетизм определяется двумя другими типами носителей. В одном случае – магнетитами. На рис. 2, где приведены кривые начальных и повторных температурных зависимостей $J_s(T)$ образцов обеих разновидностей ультрамафитов, содержащих различные магнитные минералы, в качестве примера образца дунита, содержащего наряду с хромшпинелидами магнетиты, приведены кривые образца Г-361-А, на которых отчетливо видна $T_c \approx 578^\circ$ (равная T_c стехиометрического магнетита). О том, что в случае подобных образцов магнитная фракция представлена хромшпинелидами и магнетитами, свидетельствуют результаты рентгено-спектрального микроанализа (обр. Г-361-А., рис. 3). При этом намагниченность насыщения таких образцов после первого нагрева уменьшается, как правило, в пределах 15–20 % и кривые повторных нагревов всегда лежат ниже кривых первых нагревов, что обусловлено окислением магнетита в процессе нагрева до гематита. Гистерезисные параметры подобных образцов дунитов свидетельствуют как о псевдооднодоменной (тот же обр. Г-361-А, рис. 3), так и о многодоменной структурах [28]. В другом случае магнитная фракция дунитов представлена, кроме хромшпинелидов, катиондефицитным магнетитом с повышенными (по результатам ТМА), по сравнению с температурой Кюри стехиометрического магнетита, значениями T_c ($590 \div 610^\circ\text{C}$).

В качестве примера подобных образцов на рис. 2 представлен образец Г-382-А с $T_c = 608^\circ\text{C}$. Магнетизм таких образцов дунитов, по данным рентгено-спектрального анализа (рис. 3), определяется катиондефицитным магнетитом оторочек зерен хромшпинелидов, образовавшихся за счет выноса из них хрома и алюминия. Намагниченность насыщения подобных образцов после первого нагрева уменьшается иногда до 35 %. Кривые повторных нагревов лежат ниже кривых первых нагревов, что, как и в случае образ-

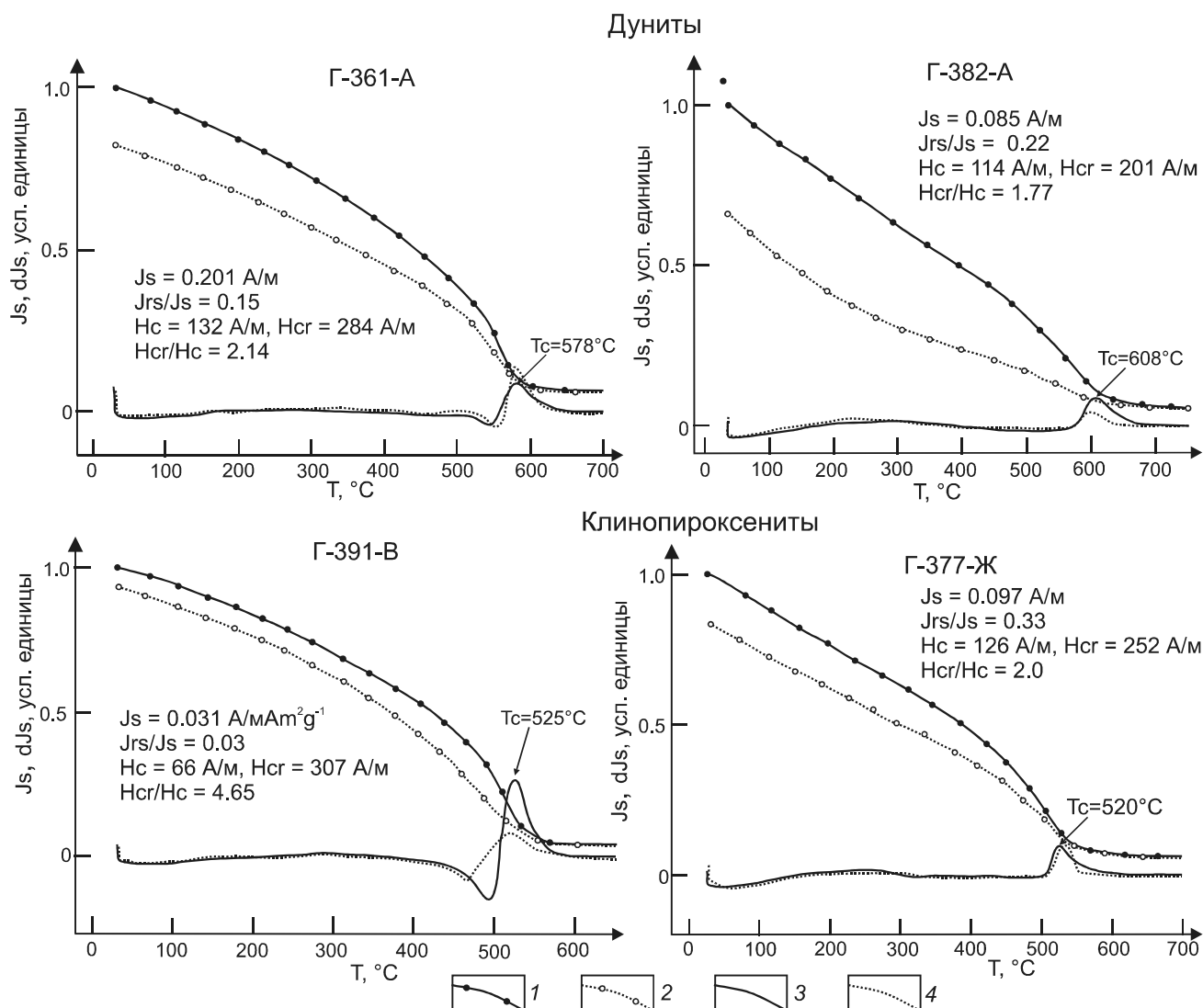


Рис. 2. Петромагнитная характеристика состава и структурных особенностей магнитных носителей дунитов (обр. Г-382-А и Г-361-А) и клинопироксенитов (обр. Г-391-В и Г-377-Ж) массива Чад по данным термомагнитного и магнито-структурного анализов.

1–2 – зависимость намагниченности насыщения (J_s) от температуры: первый нагрев (1), второй нагрев (2); 3–4 – дифференциальные кривые: первый нагрев (3), второй нагрев (4).

Величины гистерезисных параметров для образцов ультрамафитов приведены без учета парамагнитных составляющих.

цов дунитов, содержащих магнетит, обусловлено его окислением до гематита. Гистерезисные параметры таких образцов (рис. 2) свидетельствуют о псевдооднородной структуре их магнитных минералов [28].

Результаты термомагнитного (рис. 2) и рентгено-спектрального (рис. 3) анализов образцов второй – клинопироксенитовой – разновидности чадских ультрамафитов показали, что их магнитная фракция представлена во всех случаях только одним магнитным минералом – магнетитом с изоморфной примесью титана и хрома. Он имеет пониженные по сравнению с T_c стехиометрического магнетита температуры

Кюри ($520\div 560^\circ\text{C}$). На рис. 2 приведены петромагнитные характеристики подобных носителей магнетизма образцов клинопироксенитов, гистерезисные параметры которых свидетельствуют об их разном состоянии (обр. Г-391-В с $T_c = 525^\circ\text{C}$ – случай многодоменной структуры; обр. Г-377-Ж с $T_c = 520^\circ\text{C}$ – случай псевдооднородной структуры) [28]. Приведенные на рис. 2 кривые зависимостей $J_s(T)$ повторных нагревов образцов клинопироксенитов, содержащих магнетиты с примесью титана и хрома, всегда лежат, как и в случае образцов дунитов, ниже кривых первых нагревов, что связано с их окислением до гематита.

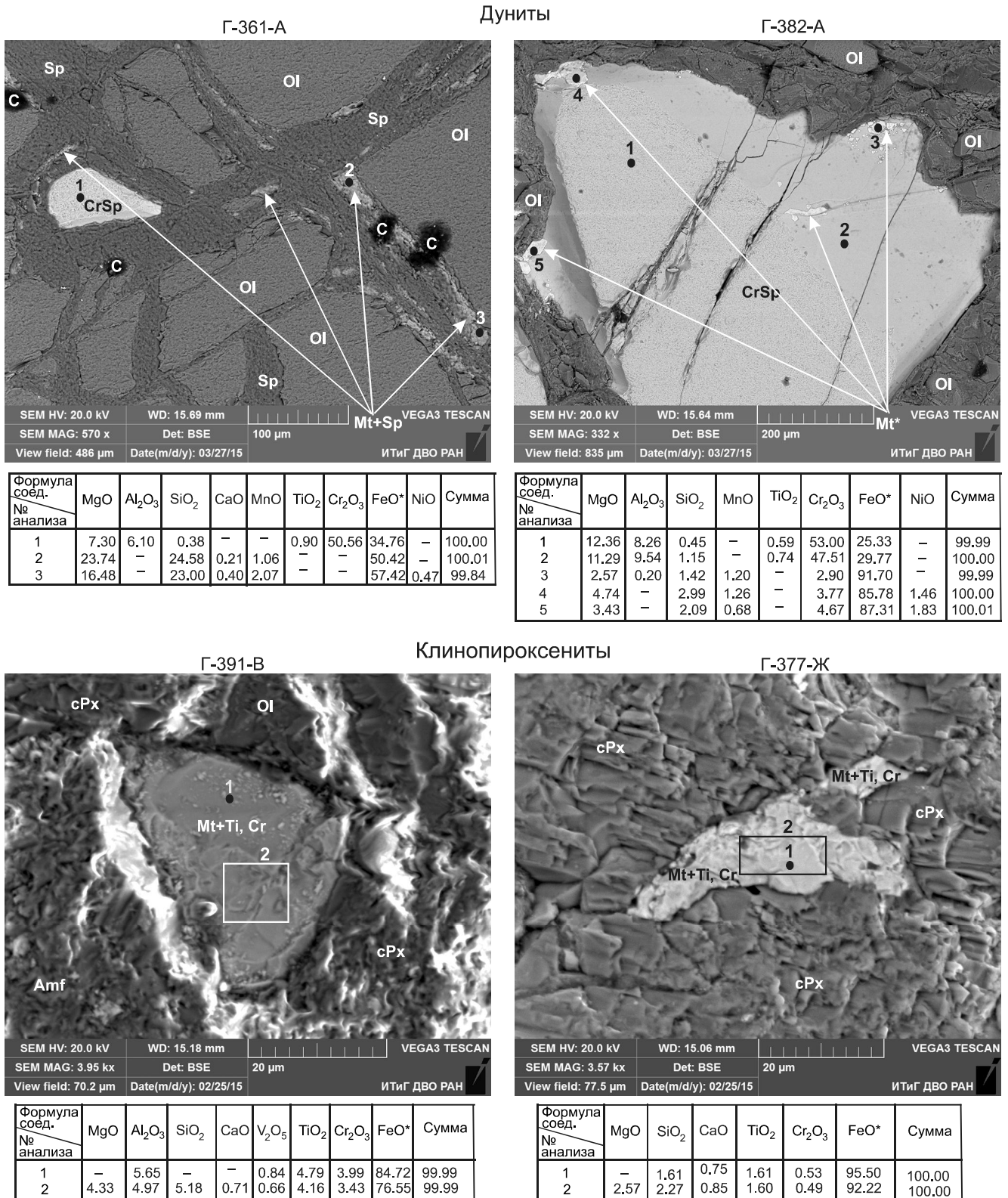


Рис. 3. Данные рентгено-спектрального анализа магнитных минералов из чадских дунитов (образцы Г-361-А и Г-382-А) и клинопироксенитов (образцы Г-391-В и Г-377-Ж).

Ol – оливин, С – углерод, cPx – клинопироксен, Mt* – катиондефицитный магнетит, Mt+Ti, Cr – магнетит с изоморфной примесью титана и хрома, Mt+Sp – смесь магнетита и шпинели, Sp – шпинель, CrSp – хромшпинель, Amf – амфибол. FeO* – суммарное железо в виде FeO. Анализы выполнены на электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMH с энергодисперсионным анализатором X-MAX80 в ИТИГ ДВО РАН (г. Хабаровск). Аналитик Н.С. Коновалова.

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАМАФИТОВ

Для всех образцов коллекции (а это около 200 образцов дунитов и 100 образцов клинопироксенитов) проведена чистка переменным магнитным полем до величины 60 мТ. На рис. 4 приведены примеры такого размагничивания. В процессе магнитной чистки было установлено, что NRM дунитов, и клинопироксенитов имеют как однокомпонентные (соответственно, среди дунитов в качестве примеров однокомпонентного состава можно рассматривать образцы Г-360-Е и Г-394-Г, для клинопироксенитов – образцы Г-363-В и Г-374-Б), так и двухкомпонентные составы (в качестве таких примеров – образцы дунита Г-378-Н2 и клинопироксенита – Г-374-Г (рис. 4)). В случае образцов, имеющих двухкомпонентные составы намагниченности, их неустойчивые компоненты разрушаются полностью, как правило, при величине переменного магнитного поля, равной 30 мТ. Итогом же проведенной магнитной чистки всех образцов чадских ультрамафитов явилось, с одной стороны, наличие у них устойчивых направлений намагниченности (случай образцов, имеющих однокомпонентные NRM) и, с другой стороны, выделение стабильных составляющих NRM (случай образцов с двухкомпонентной NRM) исключительно обратной полярности. Эти стабильные направления NRM формируют на стереопроекции для каждой разновидности ультрамафитов по две достаточно различимые совокупности (группы «а» и «б» для дунитов, «в» и «г» – для клинопироксенитов на рис. 5).

Одни совокупности (группы «а» и «в») векторов располагаются в юго-восточной части (вторая четверть) стереограммы и имеют близкие средние направления. Они равны, соответственно, для дунитов – $D_{cp} = 143^\circ$, $J_{cp} = -66^\circ$, а для клинопироксенитов – $D_{cp} = 152^\circ$, $J_{cp} = -65^\circ$. В подобные совокупности в случае дунитов (количество которых составляет 90 штук, а это – около половины изученной выборки) и в случае клинопироксенитов (составляющих четвертую часть выборки) входят стабильные направления NRM, выделенные только у образцов, имеющих однокомпонентные намагниченности (таких, например, как упоминавшиеся выше образцы дунита Г-394-Г и клинопироксенита – Г-374-Б, рис. 4).

Вторые совокупности векторов стабильных компонент NRM, выделенные и у дунитов, и у клинопироксенитов (соответственно, группа «б», состоящая из 105 образцов, и группа «г», включающая $\frac{3}{4}$ изученной выборки, рис. 5), располагаются в юго-западных румбах (третья четверть) стереограммы. Эти совокупности также имеют близкие между собой средние на-

правления. Они равны, соответственно, для дунитов – $D_{cp} = 216^\circ$, $J_{cp} = -68^\circ$; для клинопироксенитов – $D_{cp} = 202^\circ$, $J_{cp} = -73$. Такие совокупности содержат векторы стабильных направлений (или компонент) NRM, выделенных у образцов, имеющих как одно-, так и двухкомпонентные составы намагниченности. В целом же и первые, и вторые совокупности векторов стабильных составляющих NRM, выделенных в процессе размагничивания образцов обеих разновидностей ультрамафитов, характеризуются разбросом направлений, особенно заметным по наклонению в случае дунитов.

Для выяснения причин этого разброса и более точного определения ХН NRM, по которым предполагается вычислять координаты палеополюсов, был выполнен петрографический анализ образцов обеих разновидностей чадских ультрамафитов со стабильными векторами NRM разного направления.

ВЫДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИЧЕСКИХ НАМАГНИЧЕННОСТЕЙ И СВИДЕТЕЛЬСТВА ТЕРМОСТАТОЧНОЙ ПРИРОДЫ И ПЕРВИЧНОСТИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

В качестве основного метода при проведении петрографического анализа образцов обеих разновидностей чадских ультрамафитов использовался оптический метод исследования. Небольшая часть результатов выполненного анализа представлена в таблице 1. В ней, кроме петрографического описания и значений температур Кюри T_c (установленных по результатам ТМА) магнитных минералов представительных образцов двух разновидностей ультрамафитов, содержащих стабильные компоненты NRM с разными величинами склонения и наклонения, приведены аналогичные данные для образцов, содержащих преимущественно многодоменный ферримагнетик, для которых были получены величины параметра N_T . Повышенное значение этого параметра (> 0.24) позволяет (хоть и косвенно) судить о термической природе образования намагниченностей. На рис. 6 показаны примеры определения этого параметра для образцов, имеющих стабильные компоненты NRM разного направления.

Результаты петрографического исследования всех образцов, имеющих однокомпонентные намагниченности юго-восточного направления с разными склонениями и наклонениями (см., например, образцы дунитов Г-368-Е, Г-385-В, Г-394-Г и клинопироксенитов Г-373-Ж, Г-377-Е, Г-375-Е в табл. 1) указывают на то, что именно в подобных образцах в наибольшей степени проявлены вторичные процессы (для дунитов – серпентинизация, для клинопироксенитов – отчасти серпентинизация, но, главным образом, хлоритизация). В шлифах таких образцов наблюдается наи-

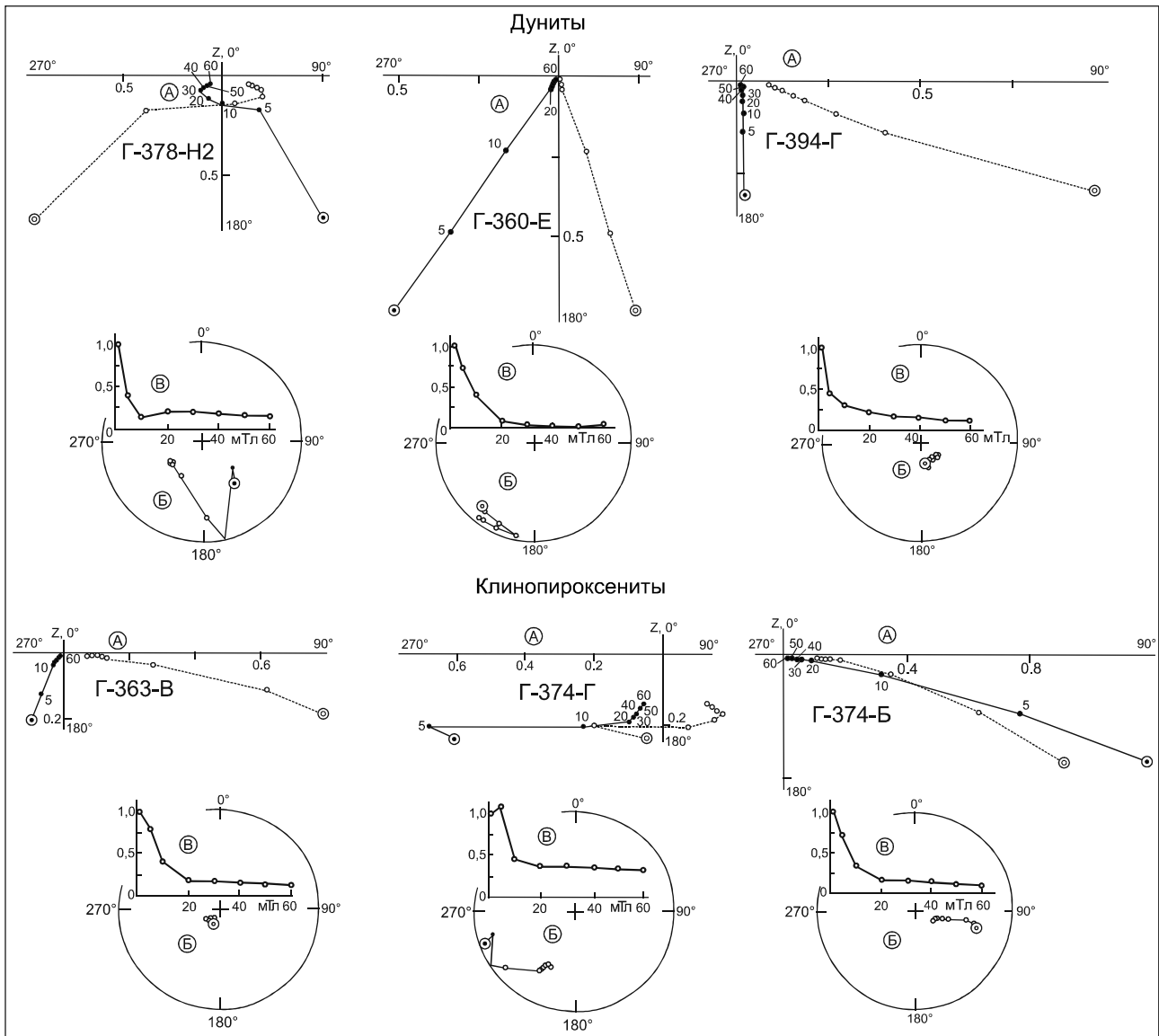


Рис. 4. Примеры размагничивания образцов ультрамафитовых пород массива Чад: диаграммы Зийдервельда (А), стереограммы распределения векторов NRM в ходе Н-чистки (Б) в современной системе координат, графики размагничивания NRM (В).

Залитые (полые) кружки, сплошные (штриховые) линии для (А) – проекции векторов на горизонтальную (вертикальную) плоскость; залитые (полые) кружки для (Б) – проекции векторов NRM на нижнюю (верхнюю) полусферу. Начальные проекции векторов NRM на (А) и (Б) показаны удвоенным кружком. На диаграмме Зийдервельда указаны номера образцов.

более значительное количество продуктов распада как в краевых, так и во внутренних зонах большинства зерен породообразующих минералов (оливина и клинопироксена, соответственно, в дунитах и клинопироксенитах) с образованием вторичного рудного материала (в качестве примера – перечисленные выше образцы из табл. 1). Процесс образования вторичных ферромагнетиков в подобных образцах, по-видимому, и приводит к изменению первичных направлений их намагниченностей. На рис. 4 представлены примеры

Н-размагничивания образцов ультрамафитов, имеющих однокомпонентные намагниченности подобного вторичного направления (образцы дунита Г-394-Г и клинопироксенита Г-374 Б). Видно, что выделить у таких образцов первичную компоненту, кроме наблюдаемой вторичной юго-восточного направления, не удастся. О том, что намагниченности таких образцов вторичны (имеют нетермоостаточную природу образования), свидетельствуют низкие значения параметра N_T (< 0.24), установленные для образцов, содержащих

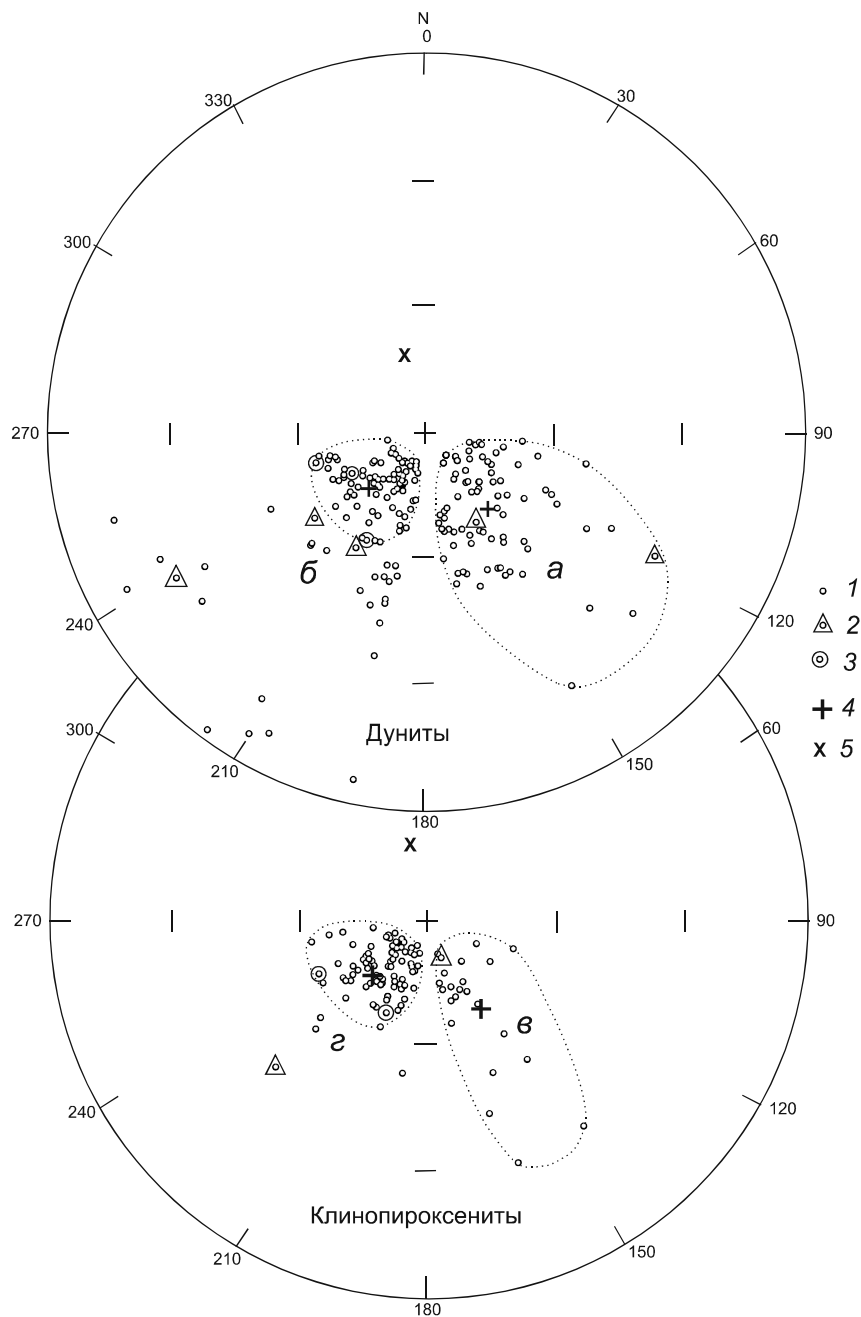


Рис. 5. Совокупности направлений стабильных компонент естественной остаточной намагниченности после Н-чистки.

Все направления приведены в современной системе координат.

1 – проекции NRM на верхнюю полусферу, 2 – направление стабильной компоненты NRM образца с величиной параметра $N_T < 0.24$, 3 – направление стабильной компоненты NRM образца с величиной параметра $N_T > 0.24$, 4 – среднее направление в группе, 5 – направление современного геомагнитного поля.

преимущественно многодоменный ферримагнетик (как, например, в случае образцов дунита Г-385-В и клинопироксенита Г-377-Е, рис. 6). Поэтому образцы, имеющие однокомпонентные намагниченности юго-восточного направления, при определении ХН (по которым в дальнейшем предполагается вычислять координаты палеополусов) не учитывались.

Среди образцов обеих разновидностей ультрамафитов, для которых выделяются стабильные компоненты NRM юго-западного направления, более существенное проявление результатов наложенных вторичных процессов, сопровождающихся образо-

ванием вторичных ферримагнетиков, характерно (по материалам проведенного петрографического анализа) для тех из них, которые имеют стабильные компоненты NRM с пологими ($< 60^\circ$) наклонениями. Это было установлено из сопоставления петрографических характеристик образцов обеих разновидностей ультрамафитов, имеющих стабильные компоненты NRM юго-западного направления, но различающихся величинами наклонения (для примера см. описания образцов дунитов Г-360-В и Г-386-Е с наклонениями равными, соответственно, -23° и -77° и образцов клинопироксенитов Г-379-Е и Г-391-В с наклонениями

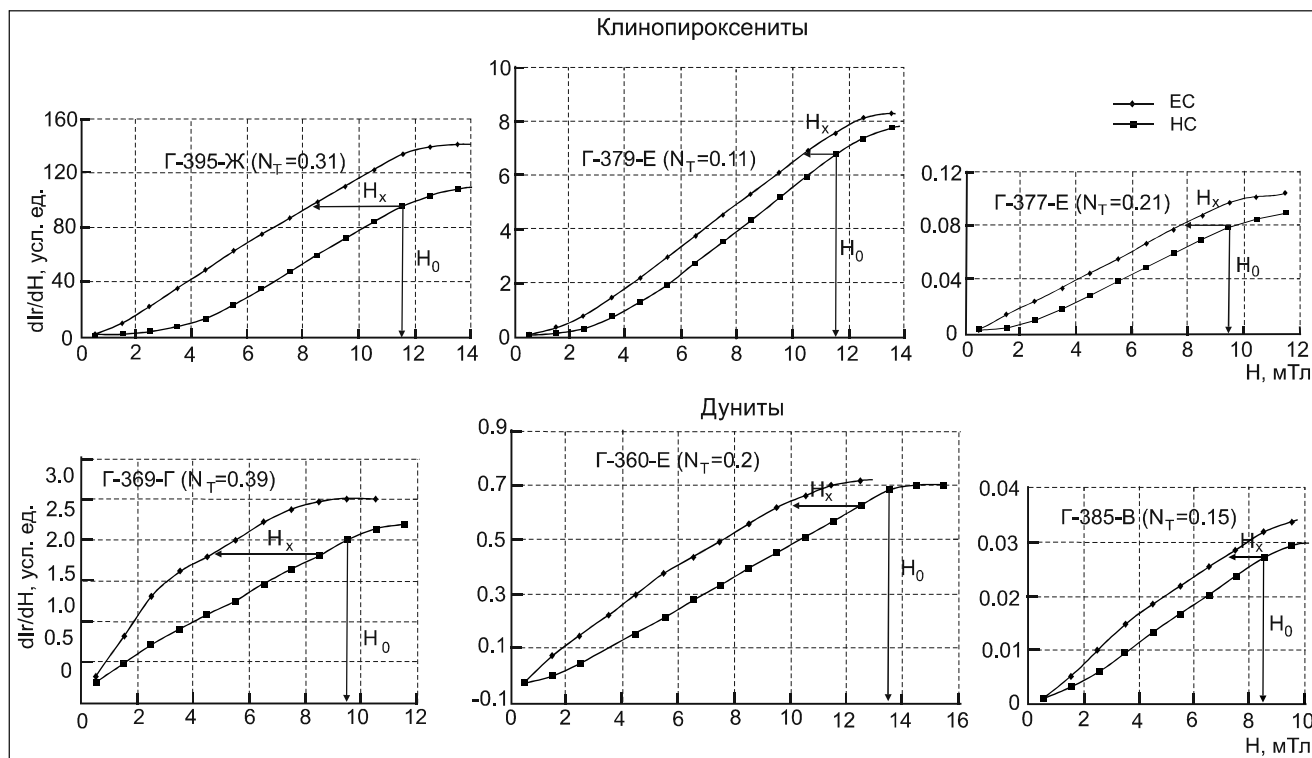


Рис. 6. Коэрцитивные спектры нормальных намагниченностей из естественного (ЕС) и нулевого (НС) магнитных состояний для образцов дунитов и клинопироксенитов, содержащих многодоменные ферромагнетики и имеющих стабильные компоненты NRM обратной полярности юго-западного направления с крутыми ($> 60^\circ$) (соответственно, образцы Г-369-Г и Г-395-Ж) и пологими ($< 60^\circ$) (образцы Г-360-Е и Г-379-Е) наклонениями, а также юго-восточного направления (образцы Г-385-В и Г-377-Е).

-39° и -81° , табл. 1). Пороговая величина наклонения (60°) была установлена экспериментально. Наличие у образцов, содержащих стабильные компоненты NRM с пологими (до 60°) наклонениями, вторичных ферромагнетиков свидетельствует о том, что их намагниченности содержат вторичные компоненты, от которых проведенной магнитной чисткой избавиться полностью не удастся. В этом случае мы имеем дело с намагниченностью нетермоостаточного происхождения. На это указывают низкие значения параметра N_T (< 0.24), установленные для образцов, содержащих преимущественно многодоменный ферромагнетик (как у образцов дунита Г-360-Е и клинопироксенита Г-379-Е на рис. 6). Подобные образцы, так же как образцы, имеющие однокомпонентные намагниченности юго-восточного направления, при определении ХН не учитывались.

В свою очередь, материалы петрографического анализа, выполненного для образцов обоих разновидностей ультрамафитов, которые имеют устойчивые векторы NRM юго-западного направления с крутыми (60°) наклонениями, либо для которых выделяются стабильные составляющие NRM подобного направ-

ления, свидетельствуют о минимальной степени проявленности у них результатов наложенных процессов изменений, не приводящих к образованию вторичных ферромагнетиков (см. образцы дунитов Г-382-А, Г-386-Е, Г-361-Б и клинопироксенитов – Г-391-В, Г-377-Ж, Г-373-Д, Г-395-Ж в табл. 1). Речь в данном случае идет о стабильных векторах NRM совокупностей «б» и «г», выделенных в третьей четверти стереограммы штриховой линией на рис. 5. Примеры Н-размагничивания таких образцов приведены на рис. 4 (это образцы дунита Г-378-Н2 и клинопироксенита Г-363-В). Природа образования намагниченностей подобных образцов термическая, о чем свидетельствуют повышенные (> 0.24) величины параметра N_T , полученные для образцов, содержащих преимущественно многодоменный ферромагнетик (так, например, для образца дунита Г-369-Г $N_T = 0.39$, для клинопироксенита Г-395-Ж $N_T = 0.31$, рис. 6). Необходимо отметить, что предпринятая попытка уменьшить разброс совокупностей стабильных юго-западных векторов NRM, установленных и для дунитов, и для клинопироксенитов, по склонению с целью уточнения их ХН не удалась. Причина этого – отсутствие

Таблица 1. Петрографическая и палеомагнитная характеристики представительных образцов ультрамафитов массива Чад, температуры Кюри (T_c) их магнитных минералов и величины параметра N_T .

№ обр.	Описание шлифов	Вторичные изменения	T_c , °C	N_T	Направление стабильной компоненты (до процедуры обращения)	
					D°	J°
1	2	3	4	5	6	7
Дуниты						
Г-382-А	Крупно-среднезернистый. Встречаются редкие (слегка корродированные) зерна хромшпинелидов.	Незначительная часть зерен оливинов затронута процессом серпентинизации; но этот процесс не приводит к выделению вторичного магнетита (?).	550	-	240	-64
Г-386-Е	Среднезернистый. Встречаются редкие зерна хромшпинелидов.	Образец трещиноват. По некоторым трещинам развивается серпентин, без выделения вторичного магнетита.	579	0.30	206	-77
Г-361-Б	Среднезернистый. Встречаются зерна хромшпинелидов с хорошей огранкой.	Присутствует серпентин, но нет вторичного магнетита.	580	-	216	-76
Г-360-В	Среднезернистый. Наблюдаются зерна хромшпинелидов с огранкой (слегка подплавленные).	Зерна оливинов раздроблены. Внутри трещин развиты прожилки серпентина; процесс серпентинизации привел к образованию вторичного магнетита.	581	0.19	240	-23
Г-368-Е	Среднезернистый. Встречаются слегка оплавленные зерна хромшпинелидов.	Зерна оливинов раздроблены. Внутри образовавшихся трещин развиты прожилки серпентина, с тонкозернистым вторичным магнетитом (?). Вторичный магнетит встречается также и внутри зерен оливинов.	576	-	152	-20
Г-385-В	Среднезернистый.	Образец сильно изменен; зерна оливинов пронизаны пылью вторичного магнетита.	580	0.15	153	-65
Г-394-Т	Мелко-среднезернистый. Встречаются зерна и обломки хромшпинелидов.	Серпентинизированный (степень серпентинизации > 25 %). Серпентин вместе с вторичным магнетитом (?) присутствует в виде жилок между сростками зерен оливинов и внутри зерен.	578	-	104	-52
Клинопироксениты						
Г-391-В	Мелко-среднезернистый. Встречаются редкие зерна акцессорного первичного магнетита (?). Рудного материала мало. Зерна клинопироксенов чисты.	Присутствует очень незначительное количество продуктов распада между зернами клинопироксенов.	525	-	211	-81
Г-377-Ж	Среднезернистый. Видимого рудного материала нет.	Образец в незначительной степени затронут процессом хлоритизации. Наблюдаются единичные зерна серпентина.	520	-	219	-67

Таблица 1. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7
Г-373-Д	Мелко-среднезернистый.	Образец в незначительной степени затронут вторичными процессами изменения.	532	-	243	-60
Г-395-Ж	Мелко-среднезернистый с сидеронитовой структурой. Зерна акцессорного первичного магнетита (~ 15 %) заполняют интерстиции между зернами клинопироксенов. Зерна клинопироксенов чисты.	Образец не затронут вторичными изменениями.	555	0.31	193	-73
Г-379-Е	Среднезернистый.	Образец трещиноват. По трещинам, пересекающим зерна клинопироксенов, развивается вторичный магнетит. Наблюдаются участки хлоритизации.	556	0.11	226	-39
Г-373-Ж	Оливинсодержащий мелко-среднезернистый. Видимого рудного материала нет.	Образец трещиноват. По границам зерен клинопироксенов развивается хлорит. Хлорит достаточно магнезиален (хлорит-пеннин).	530	-	110	-68
Г-377-Е	Мелко-среднезернистый.	Образец трещиноват. По трещинам, пересекающим зерна клинопироксенов, развит вторичный магнетит.	539	0.20	165	-79
Г-375-Е	Мелко-среднезернистый.	Образец хлоритизирован. Внутри зерен клинопироксенов наблюдаются продукты распада – свидетельство более позднего наложенного процесса изменения.	561	-	164	-41

Примечание. Шлифы изготовлены и описаны в ИТиГ ДВО РАН. D°, J° – склонение и наклонение вектора NRM в современной системе координат. Прочерк – определение не проводилось.

либо незначительное проявление следов какого-либо наложенного процесса изменений в образцах, имеющих такие компоненты NRM с заметно различающимися (до 50° и более) склонениями (например, как у образцов дунитов Г-382-А (D = 240°) и Г-386-Е (D = 206°) или как у образцов клинопироксенов Г-373-Д (D = 243°) и Г-395-Ж (D = 193°), табл. 1).

Чтобы наглядно увидеть, насколько сильно изменяется структура образцов, испытавших воздействие разной степени наложенных на них вторичных процессов, и как эти изменения влияют на направления выделенных для них стабильных составляющих NRM, на рис. 7 представлены результаты проведенного петрографического анализа в виде фотографий микроструктур образцов обоих разновидностей чадских ультрамафитов, для которых выделяются стабильные составляющие NRM разного направления (петрогра-

фическое описание этих образцов в табл. 1). Из рисунка видно, что в минимальной степени затронуты изменениями именно образцы, имеющие стабильные компоненты NRM юго-западного направления крутого (> 60°) наклонения. Причем, эти изменения в случае дунитов (обр. Г-382-А на рис. 7) приводят лишь к развитию прожилков серпентина в краевых зонах зерен основного порообразующего минерала без образования в них вторичных магнитных минералов. В клинопироксенитах (обр. Г-377-Ж, рис. 7) процесс изменения приводит лишь к образованию единичных зерен серпентина и хлорита. В случае образцов обоих разновидностей ультрамафитов, имеющих стабильные компоненты NRM юго-восточного с разными величинами наклонения и склонения (в качестве примеров – образцы дунита Г-368-Е и клинопироксенита Г-377-Е, рис. 7), и юго-западного с пологими (до 60°)

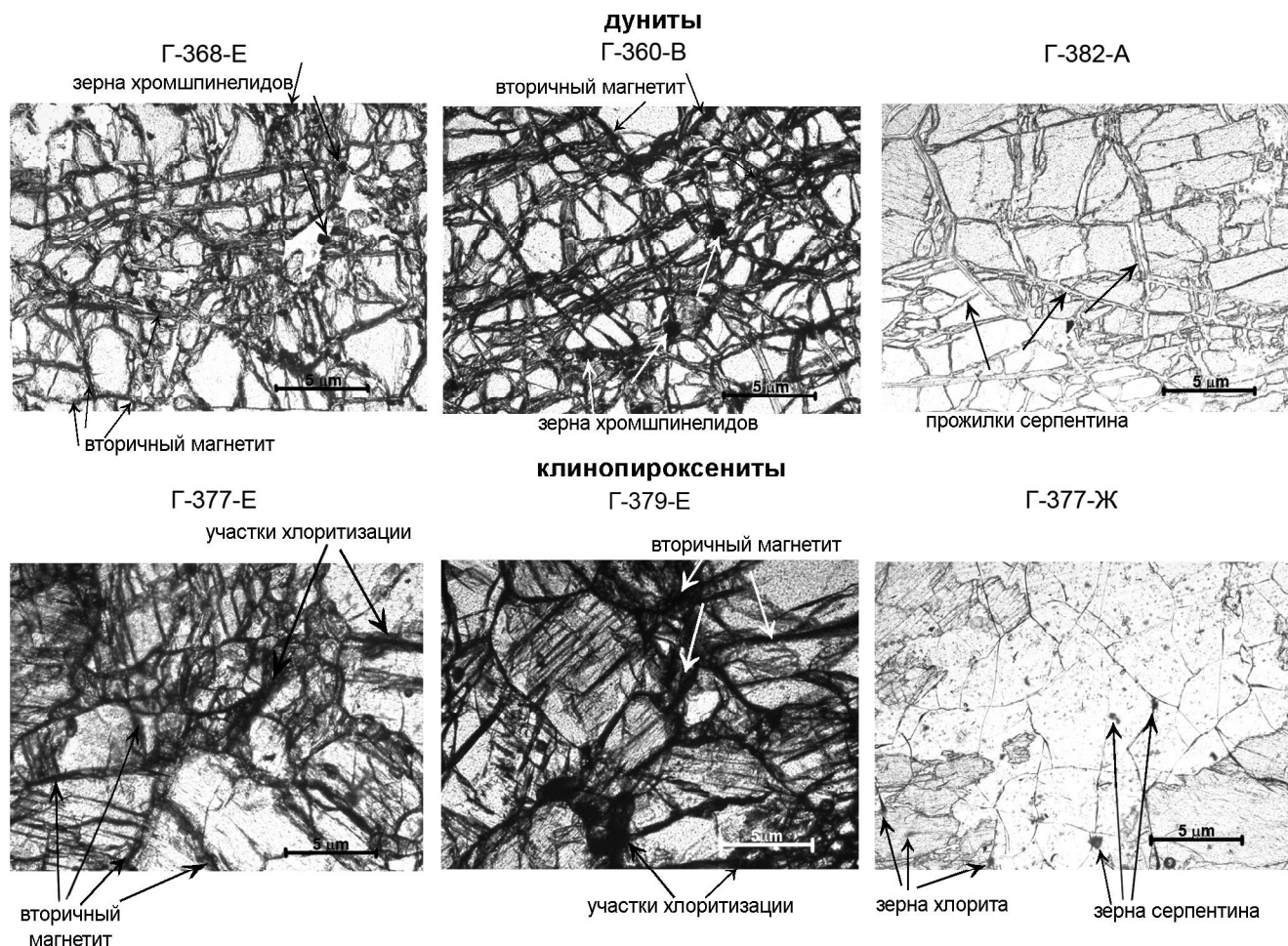


Рис. 7. Микроструктуры чадских ультрамафитов, для которых выделяются стабильные намагниченности (компоненты) обратной полярности юго-восточного направления (образцы Г-368-Е, Г-377-Е), юго-западного направления пологого ($< 60^\circ$) наклонения (образцы Г-360-В, Г-374-Г) и юго-западного направления крутого ($> 60^\circ$) наклонения (образцы Г-382-А, Г-377-Ж) Фото шлифов, николи ||.

наклонениями направлений (образцы дунита Г-360-В и клинопироксенита Г-379-Е, рис. 7) изменениями, всегда сопровождающимися образованием вторичных ферромагнетиков, охвачены как краевые, так и внутренние области зерен основных породообразующих минералов. Это свидетельствует о том, что намагниченности подобных образцов содержат вторичные компоненты, от которых полностью избавиться не удастся.

Таким образом, при определении направлений ХН для образцов обеих разновидностей чадских ультрамафитов из всех выделенных магнитной очисткой векторов стабильных компонент NRM различного направления были учтены только совокупности юго-западных векторов со всеми величинами склонения, имеющих крутые ($> 60^\circ$) наклонения. В результате величины склонения и наклонения тех ХН, по кото-

рым предполагается вычислять координаты палеополюсов, оказались равными, соответственно, для дунитов: 223.6° и -73.3° , для клинопироксенитов: 221.9° и -72.4° .

Для того чтобы оценить возраст самых древних ультрамафитовых пород массива Чад (а через них возраст самого массива) путем сопоставления вычисленных для них координат виртуальных палеомагнитных полюсов с полюсами, полученными для пород с надежно установленными возрастными датировками, необходимо найти аргументы, свидетельствующие о термоостаточной природе и первичности образования выделенных для образцов двух разновидностей чадских ультрамафитов компонент NRM. Аргументом, косвенно указывающим на термоостаточную природу образования выделенных намагниченностей, является упомянутый выше в этом разделе статьи результат,

связанный с определением температурно-чувствительного параметра N_T . Его повышенные значения (> 0.24), полученные только для тех образцов обеих разновидностей ультрамафитов, для которых были выделены ХН, как раз и свидетельствуют о воздействии на их ферромагнитный компонент температур выше точек Кюри на стадии кристаллизации, иначе говоря, об их термической природе.

При определении аргументов, свидетельствующих о первичности образования выделенных ХН, необходимо иметь в виду, что массивы с дунитовым ядром, подобные Ча́ду, могли сформироваться, с одной стороны, либо в результате кристаллизации дунитового расплава [3 и др.], либо в процессе внедрения и кристаллизационной дифференциации ультраосновного расплава повышенной щелочности [19 и др.]. С другой стороны, такие массивы могли быть сформированы в результате перемещения к земной поверхности в закристаллизованном (но твердопластичном) состоянии неизмененного мантийного отторженца [2, 16]. В первом случае первичность понимается как синхронность образования исследуемых пород и выделенной в них намагниченности. Во втором случае выделенные для пород намагниченности (или их компоненты) всегда будут вторичны по отношению к моменту образования пород. Но в то же время, они будут первичны по отношению к моменту перехода температуры разогретого отторженца, содержащего ферромагнетики, через их точку Кюри. При этом аргументы, косвенно свидетельствующие о первичности выделенных для образцов двух разновидностей чадских ультрамафитов ХН, были установлены при определении их магнитных носителей по данным терромагнитного и магнито-структурного анализов.

Для дунитов таким аргументом является близость направлений юго-западных векторов стабильных компонент NRM, имеющих крутые ($> 60^\circ$) наклона (совокупность «б», рис. 5), выделенные для образцов, содержащих разные магнитные минералы (магнетиты и катиондефицитные магнетиты). Для клинопироксенитов в качестве аргумента можно рассматривать факт близости векторов ХН, определенной для них, и ХН, выделенной для образцов дунитов, для которой в ходе палеомагнитного исследования было установлено свидетельство первичности.

Таким образом, совокупность приведенных выше косвенных аргументов, свидетельствующих о термоостаточной природе и первичности образования выделенных для дунитов и клинопироксенитов ХН, позволяет рассматривать их как древние. Это, в свою очередь, указывает на то, что по положению палеомагнитных полюсов, вычисленных для выделенных ХН, путем их сопоставления с палеополюсами, полученными

для пород с достоверными возрастными датировками, можно оценить возраст обеих разновидностей чадских ультрамафитов, а также возраст самого массива.

ОЦЕНКА ВОЗРАСТА ЧАДСКИХ УЛЬТРАМАФИТОВ И МАССИВА ЧА́Д В ЦЕЛОМ (ПО ПОЛОЖЕНИЮ ВЫЧИСЛЕННЫХ ДЛЯ НИХ ВИРТУАЛЬНЫХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ)

В качестве референтных в настоящей работе использовались следующие данные, приведенные в работе [8] и представленные на рис. 8: глобальная траектория миграции палеополюса (ГТМП) за 250 млн лет в координатах стабильной Европы [30], траектория кажущейся миграции палеополюса (ТКМП) для Евразии за 200 млн лет [26], фрагмент ТКМП Сибирского региона для позднего мезозоя [22]. На этом же рисунке показано положение трех мезозойских кондерских палеополюсов: одного, установленного для косьвитов (см. координаты палеополюса группы образцов «з-1» в табл. 2 из [15]), секущих дуниты центральной части массива и слагающих дуговые тела вокруг него, и двух, практически совпадающих друг с другом (см. координаты палеополюсов групп образцов «в-1» (дуниты) и «е-1» (клинопироксениты) в табл. 2 из [15]), вычисленных для дунитов и клинопироксенитов, непосредственно контактирующих, соответственно, с косьвитами и щелочными сиенитами.

Координаты чадских палеополюсов (табл. 2) были вычислены по выделенным для обеих разновидностей ультрамафитов характеристическим направлениям NRM обратной полярности после процедуры их обращения. Такая процедура выполнена для того, чтобы была возможность в дальнейшем для сопоставления координат чадских полюсов с координатами палеополюсов, установленными для ультрамафитов других, подобных по строению Ча́ду, щелочно-ультраосновных массивов, рассчитанными по характеристическим направлениям прямой полярности. Поскольку, например, координаты палеополюсов, полученные для наиболее древних разновидностей кондерских ультрамафитов (дунитов и клинопироксенитов), были вычислены по ХН только прямой полярности [15].

Результат сопоставления полученных для чадских дунитов и клинопироксенитов палеомагнитных полюсов друг с другом, а именно, их практическое совпадение (табл. 2), свидетельствует об одновременности (или, по крайней мере, о близости по времени) кристаллизации тех и других. Это заключение подтвердило ранее установленный при палеомагнитном изучении двух наиболее древних разновидностей, подобных чадским, кондерских ультрамафитов (дунитов и клинопироксенитов) факт, также указывающий на одновременность (в геологическом смысле) их кри-

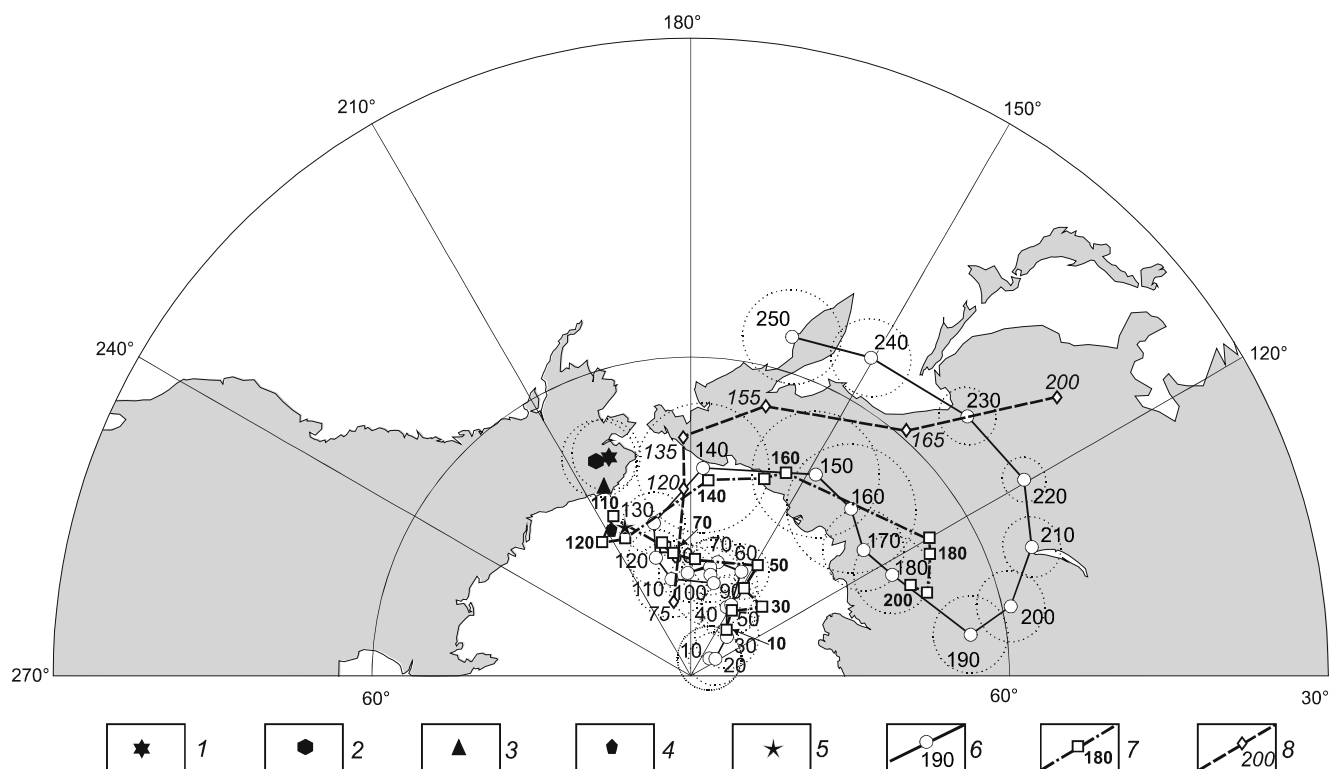


Рис. 8. Сравнение палеополусов, полученных для ультрамафитов массива Чад (1 – дуниты, 2 – клинопироксениты) с мезозойскими кондерскими палеополусами, установленными для козьвитов (3), контактирующих с ними дунитов (4), контактирующих со щелочными сиенитами клинопироксенитов (5) [15]; с ГТМП за 250 млн лет в координатах стабильной Европы [30] (6), фрагментом ТКМП для Евразии за 200 млн лет [26] (7) и фрагментом ТКМП Сибирского региона для позднего мезозоя [22] (8). Полярная азимутальная эквидистантная проекция.

Цифрами указан возраст, млн лет. Точечной линией обозначены круги погрешности в определении положений северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 0.95 для ГТМП в координатах стабильной Европы и полученные для чадских дунитов и клинопироксенитов.

Таблица 2 . Палеомагнитные характеристики ультрамафитов массива Чад.

Порода	Группа	Кол-во определений	Способ определения	Полярность	D°_{cp}	J°_{cp}	K	α°_{95}	Plong $^{\circ}$	Plat $^{\circ}$	dp $^{\circ}$	dm $^{\circ}$
Дуниты	б	70	Н-размагничивание	N	43.6	73.3	102.1	1.7	200.4	67	3.0	2.7
Клинопироксениты	г	71	«-»	N	41.9	72.4	84.8	1.9	204.5	67.5	3.4	3.0

Примечание. Н-размагничивание – размагничивание полем до 60 мТл; N – прямонамагниченные образцы; D°_{cp} J°_{cp} – склонение и наклонение среднего вектора NRM в современной системе координат после процедуры обращения; K – кучность распределения (разброс направлений NRM); α°_{95} – радиус круга доверия для уровня вероятности 0.95; Plong $^{\circ}$, Plat $^{\circ}$ – долгота и широта Северного полюса Земли в эпоху образования NRM пород (относительно современной градусной сетки); dp $^{\circ}$ и dm $^{\circ}$ – полуоси овала погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 0.95.

сталлизации. При этом чадские палеополусы располагаются вблизи от раннемеловых всех использованных в работе референтных мезозойских фрагментов ТКМП [8] (рис. 8). Наиболее близки они к палеополусам возраста 120–130 млн лет. Это обстоятельство явилось основанием для второго заключения о том,

что одновременная кристаллизация дунитов и клинопироксенитов на массиве Чад происходила в мезозое, в раннемеловое время.

По возрасту, установленному для наиболее древних пород (дунитов и клинопироксенитов) массива Чад, слагающих его центральную часть, можно оце-

нить время становления самого массива. Это можно сделать только в том случае, если известна длительность формирования этих пород. По оценкам С.Н. Авдонцева [2], длительность формирования дунитов и клинопироксенитов Кондерского массива (подобного по строению массиву Чад) как процесса, напрямую связанного с его охлаждением, составляет не менее 40 млн лет. Из-за разницы в случае массивов Чад и Кондер (1) размеров их центральных дунитовых тел (размер чадского дунитового ядра в 2.6 раза меньше кондерского при одинаковой ширине опоясывающих их клинопироксенитовых колец) и (2) наиболее вероятных глубин формирования их ультрамафитов (глубина формирования чадских ультрамафитов в 3 раза меньше глубины кондерских) [9] длительность образования чадских ультрамафитов должна быть не менее 15 млн лет. Исходя из такой продолжительности процесса их формирования, можно отнести время становления центральной ядерной части массива Чад к мезозойской эре. В отличие от массива Кондер, чье становление связано с докембрием [15].

При сопоставлении координат чадских и мезозойских кондерских полюсов обращает на себя внимание факт их близости (рис. 8). Подобное расположение чадских и мезозойских кондерских палеополюсов свидетельствует об одновременности (или близости по времени) формирования в мезозое центральной ядерной части Чадского комплекса, сложенной дунитами и клинопироксенитами, а также многочисленных жильных, дайковых и дуговых тел косьвитов и щелочных сиенитов, соответственно, в дунитах и клинопироксенитах сформировавшейся в позднем протерозое [15] центральной части массива Кондер.

ВЫВОДЫ

Проведенный анализ результатов палеомагнитных исследований, выполненных на образцах двух разновидностей ультрамафитовых пород массива Чад – дунитов и клинопироксенитов, – позволяет сделать следующие выводы:

1. Для части изученных образцов самых древних пород массива Чад – обоих разновидностей его ультрамафитов (дунитов и клинопироксенитов) – выделены характеристические намагниченности, для которых были установлены факты, косвенно свидетельствующие о термоостаточной природе и первичности происхождения. Эти характеристические намагниченности могут быть использованы для оценки возраста обоих разновидностей ультрамафитовых пород, а также возраста самого массива.

2. Кристаллизация дунитов ядерной части Чадского массива и окаймляющих их клинопироксенитов, судя по вычисленным для них координатам

палеополлюсов (соответственно, $Plong = 200.4^\circ$, $Plat = 67.0^\circ$ и $Plong = 204.5^\circ$, $Plat = 67.5^\circ$), происходила одновременно в раннемеловое время.

3. Становление массива, основываясь на палеомагнитных данных, полученных для его наиболее древних – ультраосновных – пород, связано с мезозоем.

Автор благодарит В.С. Приходько и А.И. Солдатову за помощь при проведении петрографического анализа, а также Н.С. Коновалову – за помощь при выполнении микрозондовых анализов.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН и при частичном финансировании Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проект № 15-1-2 030), Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 15-05-03171а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонцев С.Н. Новые данные о генезисе ультрамафитов Кондерского массива // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286, № 4. С. 955–957.
2. Авдонцев С.Н., Малич К.Н. Геодинамическая модель образования массивов Кондерского комплекса // Геология и геофизика. 1989. № 7. С. 27–32.
3. Андреев Г.В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987. 76 с.
4. Архангельская В.В. Гетерогенные интрузивные массивы платформ и областей завершённой складчатости // Сов. геология. 1968. № 1. С. 36–45.
5. Бирюков В.М. Магматические комплексы линейного и концентрического типов. Владивосток: Дальнаука, 1989. 268 с.
6. Богомолов М.А., Кицул В.И. Чадский ультраосновной щелочной массив на восточной окраине Алданского щита // Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М.: Наука, 1964. С. 156–165.
7. Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П., Каретников А.С., Квасов А.И., Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Мочалов А.Г., Приходько В.С., Степашко А.А. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.
8. Диденко А.Н. Анализ мезозойско-кайнозойских палеомагнитных полюсов и траектория кажущейся миграции полюса Сибири // Физика Земли. 2015. № 5. С. 3–18.
9. Ельянов А.А., Моралев В.М. Глубины формирования и эрозийного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Геология руд. месторождений. 1972. № 5. С. 32–40.
10. Ельянов А.А., Моралев В.М. О возрасте массивов ультраосновных-щелочных пород Алданской и Южноверхоанской провинций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 10. С. 15–23.
11. Ельянов А.А., Моралев В.М. Скрытые разломы и размещение массивов ультраосновных-щелочных пород Алданской и Южноверхоанской провинций // Геология и геофизика. 1973. № 1. С. 32–41.
12. Ельянов А.А., Андреев Г.В. Магматизм и металлогения

- платформенных областей многоэтапной активизации. Новосибирск: Наука, 1991. 168 с.
13. Землянухин В.Н. Строение ультраосновных ядер Кондерского, Чадского и Феклистовского массивов (на основе петроструктурных исследований): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1995. 21 с.
 14. Каретников А.С., Гурович В.Г. Петрофизические характеристики ультрабазитов массивов Кондер и Чад // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 3. С. 105–111.
 15. Каретников А.С. Палеомагнетизм ультрабазитов массива Кондер и оценка его возраста // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 23–42.
 16. Лазаренков В.Г., Ланда Э.А. Свидетельства протрузии Кондерского массива и проблемы мантийного диапиризма // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 102–113.
 17. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
 18. Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. О возрасте дунитов Кондерского массива (Алданская провинция, Россия): первые U-Pb изотопные данные // Докл. РАН. 2012. Т. 446, № 3. С. 308–312.
 19. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Замещак Б.Л., Сапин В.И. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.
 20. Орлова М.П. Геологическое строение и генезис Кондерского ультрамафитового массива (Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 1991. № 1. С. 80–88.
 21. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.+3вкл.
 22. Тимофеев В.Ю., Казанский А.Ю., Ардюков Д.Г., Метелкин Д.В., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В. Тимофеев А.В., Гильманова Г.З. О параметрах вращения Сибирского домена и его восточного обрамления в различные геологические эпохи // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 4. С. 21–31.
 23. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 252 с.
 24. Шнай Г.К. Гетерогенность дунитов в ультраосновных-щелочных массивах (на примере Инаглинского массива) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 23–35.
 25. Шолпо Л.Е., Лузянина Э.Н. Метод изучения температурной предыстории горных пород // Магнетизм горных пород. Владивосток, 1974. С. 71–78.
 26. Besse J., Courtillot V. Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and true polar wander since 200 Ma // J. Geophys. Res. 1991. V. 96, N B3. P. 4029–4050.
 27. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Physics Earth & Planet. Inter. 1977. V. 13. P. 260–267.
 28. Dunlop D. Theory and application of the day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments and soils // Geophys. Res. 2002. 107, doi:10.1029/20017B000487.
 29. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geosci. Centre, Geol. Surv. Can. 1994. 16 p.
 30. Torsvik T.H., Muller R.D., Van der Voo R., Steinberger B., Gaina C. Global plate motion frames: toward a unified model // Rev. Geophys. 2008. V. 46, N 3. P. RG3004.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

A.S. Karetnikov

Estimation of the age of the Chad ultramafite Massif from paleomagnetic data, the Khabarovsk Territory

Paleomagnetic study of ultramafite rocks (dunites and clinopyroxenites) of the Chad Massif has been carried out. The arguments have been advanced indirectly supporting a thermoremanent nature and primary formation of the characteristic remanent magnetizations (ChRMs) that have been distinguished for these rocks.

The calculated paleopole coordinates are as follows: a) for dunites – Plat = 67.0°, Plong = 200.4°, dp = 3.0°, dm = 2.7°; b) for clinopyroxenites – Plat = 67.5°, Plong = 204.5°, dp = 3.4°, dm = 3.0°. Based on these data it is suggested the Early Cretaceous age of the Chad dunites and clinopyroxenites.

Key words: petro- and paleomagnetic studies, ultramafites, dunites, clinopyroxenites, petrographic analysis, characteristic remanent magnetizations (ChRMs), paleopole coordinates, age of the massif, Chad Massif, Aldan Shield.