

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ УЛЬТРАБАЗИТОВ МАССИВА КОНДЕР И ОЦЕНКА ЕГО
ВОЗРАСТА***А.С. Каретников**Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Поступила в редакцию 24 декабря 2007 г.

Проведено петро- и палеомагнитное исследование ультраосновных пород (дунитов, клинопироксенитов, косьвитов) массива Кондер. Приведены аргументы в пользу первичности и термоостаточной природы выделенных для них характеристических компонент намагниченности. Координаты вычисленных по ним палеомагнитных полюсов составляют для: а) дунитов – $Plat = -4^\circ$, $Plong = 178^\circ$, $d_p = 5^\circ$, $d_m = 8^\circ$; б) клинопироксенитов – $Plat = -2^\circ$, $Plong = 181^\circ$, $d_p = 6^\circ$, $d_m = 10^\circ$; в) косьвитов – $Plat = 71^\circ$, $Plong = 206^\circ$, $d_p = 5^\circ$, $d_m = 6^\circ$. На основании палеомагнитных и петромагнитных данных возраст дунитов и клинопироксенитов предполагается как раннепротерозойский, косьвитов – раннемеловой. Возраст массива в целом датируется в настоящей работе как раннепротерозойский (1000–950 млн лет).

Ключевые слова: палеомагнитные исследования, ультрабазиты, петрографический анализ, полюсы, возраст массива, Кондер, Алданский щит.

ВВЕДЕНИЕ

Массив Кондер был обнаружен в 1936 г. и описан в 1937 г. геологом треста “Золото-разведка” (трест “Якутзолото”) В.П. Кулешом. С 1956 г. (года составления первой геологической карты массива) началась история его изучения. До сих пор установить возраст массива и возраст его наиболее древних [3, 4] – ультраосновных – пород не удалось. По прямым геологическим данным возраст массива не определялся, поскольку отсутствуют контакты ультраосновных пород с вмещающими толщами, так как они окружены кольцом габброидов и диоритов. Неоднократные попытки определения возраста массива по его ультраосновным породам с помощью различных изотопных методов не привели к успеху. Установленные для ультрабазитов изотопные датировки предполагают либо их докембрийский [7], либо палеозойский [17], либо мезозойский [2, 8, 20] возраст. В этих условиях возраст массива в целом приходится определять на основании косвенных признаков. И здесь безусловный интерес представляют данные палеомагнитных исследований, причем, в первую очередь, результаты исследования ультраосновных, самых древних [3, 4], пород массива.

В настоящей статье впервые в полном объеме представлены результаты палеомагнитного исследо-

вания всех трех разновидностей ультраосновных пород массива – дунитов, клинопироксенитов и косьвитов. При этом материал, опубликованный ранее [12] и касающийся клинопироксенитов и косьвитов, был уточнен в части определения носителей намагниченностей и дополнен в части определения их природы. На основании полученных палеомагнитных определений, отвечающих требованиям, предъявляемым в настоящее время к качеству палеомагнитных данных [38], оценивается возраст ультрабазитов массива и возраст самого массива Кондер. В качестве стратиграфической основы в работе используется схема, предложенная М.А. Семихатовым и С.Н. Серебряковым [26].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Кондерский массив (географические координаты – $\varphi = 57^\circ 36'$ с.ш. и $\lambda = 134^\circ 37'$ в.д.) расположен в юго-восточной части Сибирской платформы в бассейне р. Мая, в междуречье ее левых притоков Омня и Маймакан (рис. 1А). Породы массива обнажаются среди архейских метаморфических пород и перекрывающих их терригенных отложений верхнепротерозойского комплекса (рис. 1Б). Массив в плане имеет правильную округлую форму диаметром около 7.5 км (рис. 1В), нарушающуюся двумя апофизами диоритов на юге и на северо-востоке (рис. 1Г). Строение

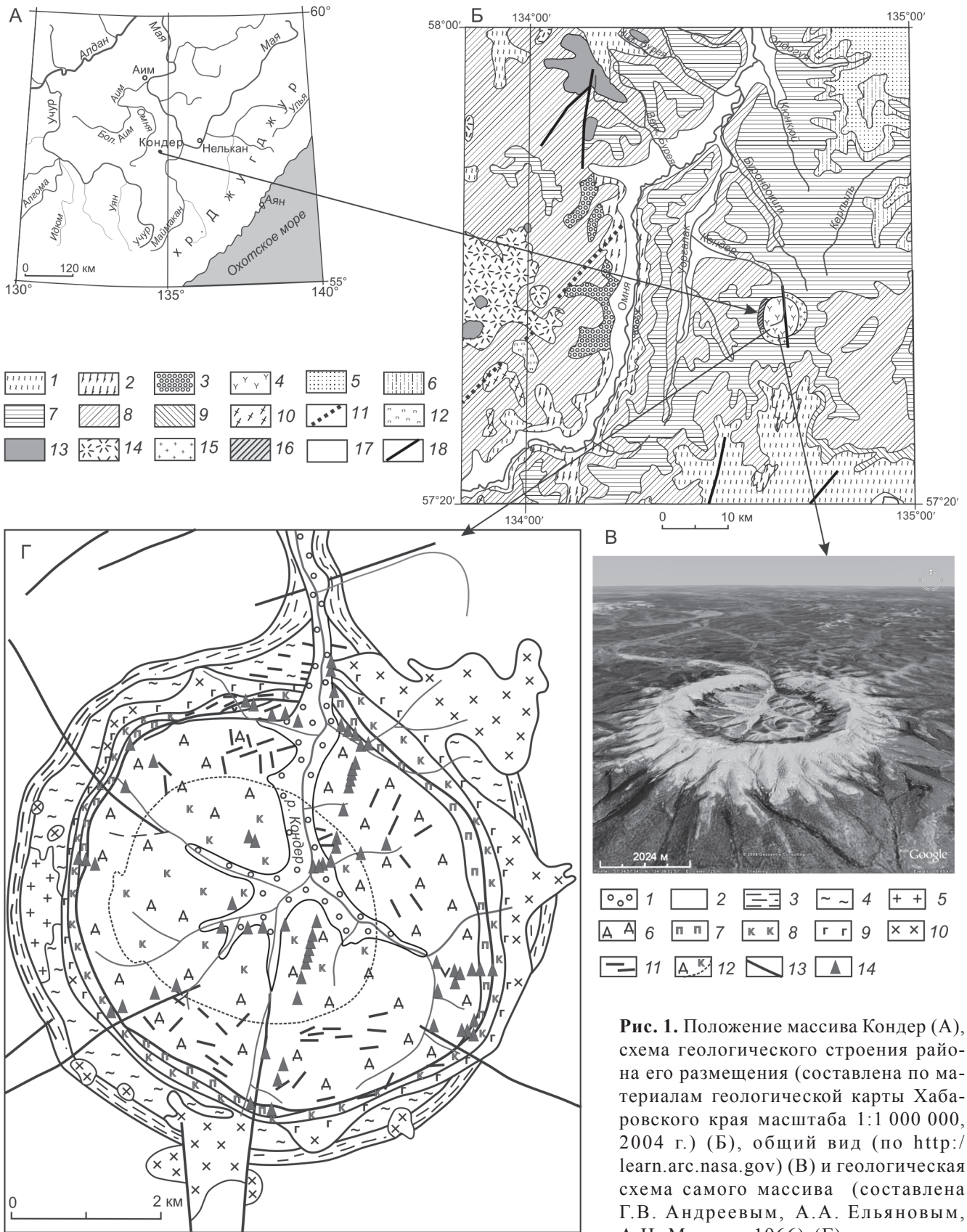


Рис. 1. Положение массива Кондер (А), схема геологического строения района его размещения (составлена по материалам геологической карты Хабаровского края масштаба 1:1 000 000, 2004 г.) (Б), общий вид (по <http://learn.arc.nasa.gov>) (В) и геологическая схема самого массива (составлена Г.В. Андреевым, А.А. Ельяновым, А.Н. Мильто, 1966) (Г) с указанием мест отбора ориентированных образцов ультраосновных пород.

массива концентрически-зональное, характеризуется наличием центрального ядра и окружающих его концентрических замкнутых колец, сформированных породами разного состава (рис. 1Г). Центральная часть массива сложена дунитами, составляющими вместе с другими ультраосновными породами до 90 % площади массива на современном эрозионном срезе. Дуниты образуют изометрическое в плане штокообразное тело, размеры которого в поперечном сечении – достигают 6.5 км. Клинопироксениты и меланократовые габброиды нормального ряда щелочности образуют относительно узкую кольцевую зону мощностью до 500 м вокруг дунитового ядра.

Многочисленные дайкообразные тела косьвитов также образуют кольцевую зону по периферии штока ультрабазитов, кроме того, слагают крупное поле в центре массива и встречаются в виде обособленных жильных тел среди дунитов и клинопироксенитов. Большая часть крупного поля развития косьвитов в центре массива не обнажена. Его граница была уточнена по результатам геологических наблюдений. Среди косьвитов выделяются участки крупнозернистых апатит-биотит-титаномагнетит-пироксеновых пород. Иногда они образуют самостоятельные тела среди дунитов и клинопироксенитов. Широко распространены на Кондерском массиве жильные и дайковые образования щелочных нефелин-сиенитовых пегматитов, секущие его ультраосновные породы.

ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА УЛЬТРАБАЗИТОВ

До середины 90-х годов прошлого столетия все попытки установления возрастов ультраосновных

пород массива (а по ним и его возраста) ограничивались определениями, полученными только К-Аг методом. Эти определения отличаются большим разбросом значений – от 50 до 650 млн лет [13]. Это хорошо видно на рис. 2, где дано распределение значений датировок, учитывающее все изотопные определения, полученные не только для ультрабазитов массива, но и для окружающих их габброидов, а также для нефелиновых сиенитов центральной части массива и сиенодиоритов его окраины. На гистограмме представлена и Rb-Sr (около 1.6 млрд лет) датировка, полученная для мелкозернистых гранитов из внешнего обрамления массива, интрузирующих безмагнетитовые пироксениты в его западной части, и интерпретируемая авторами [10] как минимальный возраст пироксенитов. Однако одни авторы [18] считают ее завышенной, поскольку названные граниты имеют реоморфический генезис, связанный с внедрением кондерских ультрабазитов и их мощным тепловым воздействием на породы архейского кристаллического фундамента. Другие авторы [25] считают, что эта датировка, вероятно, лишь примерно соответствует возрасту вмещающих Кондерский массив докембрийских гранитов, которые подверглись локальному плавлению в контакте с ультрабазитами. Разброс К-Аг датировок свидетельствует, по мнению автора настоящей работы и авторов многих других работ, например [18], о крайней нестабильности К-Аг системы магматических образований Кондера во времени и ее непригодности для оценки их истинного возраста. Из 20 определений, полученных для ультрабазитов массива К-Аг методом, половина

Условные обозначения для Б: 1 – нижний архей: батомгская серия (гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты); 2–3 – раннеархейские интрузии: 2 – хоюндиинский комплекс (граниты, плагиограниты, тоналиты), 3 – джакдаканский комплекс (кварцевые диориты, гранитоиды, диориты); 4 – раннепротерозойские (?) интрузии: кондерский комплекс (дуниты, перидотиты, клинопироксениты, оливиниты, габбро, косьвиты, горнблендиты); 5–9 – верхний протерозой: 5 – ципандинская свита (доломиты, известняки), 6 – малгинская свита (известняки, прослой битуминозных доломитов и аргиллитов, сланцев, туффитов), 7 – омнинская свита (алевролиты, аргиллиты, песчаники), 8 – кондерская свита (песчаники, алевролиты, аргиллиты), 9 – маильская свита (песчаники, алевролиты, конгломераты); 10 – вендская система: юдомская серия (доломиты, известняки, песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты); 11 – позднедевонские интрузии: омнинский комплекс (долериты, габбродолериты, базальты, габбро); 12 – позднеюрско-раннемеловой бокурский субвулканический комплекс (трахидациты); 13–16 – раннемеловой (кет-капский) интрузивный комплекс: 13 – субщелочные граниты, лейкограниты, гранит-порфиры, граниты, 14 – сиениты, сиенит-порфиры, кварцевые сиениты, граносиениты; 15 – кварцевые монциониты, кварцевые монционит-порфиры, гранодиорит-порфиры; 16 – монцодиориты, монциониты, монционит-порфиры, диорит-порфиры; 17 – четвертичные аллювиальные галечники, валунники, пески, суглинки, глины; 18 – разломы.

Условные обозначения для Г: 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2, 3 – верхний протерозой, омнинская свита: 2 – алевролиты и аргиллиты ороговикованные, 3 – алевролиты и песчаники ороговикованные; 4 – архей, утукачанская свита (высокоглиноземистые и гиперстенсодержащие гнейсы, кварциты, мраморы), 5 – позднеархейские пегматоидные граниты; 6–12 – образования Кондерского массива: 6 – дуниты, 7 – клинопироксениты, 8 – косьвиты, титаномагнетит-биотит-пироксеновые и титаномагнетит-амфибол-пироксеновые породы (поля линзовидных тел и даек), 9 – меланократовые габброиды; 10 – диориты, сиенодиориты, 11 – щелочные пегматиты, 12 – поле интенсивного развития жильных и дайковых тел косьвитов в центре массива; 13 – разломы; 14 – точки отбора ориентированных образцов.

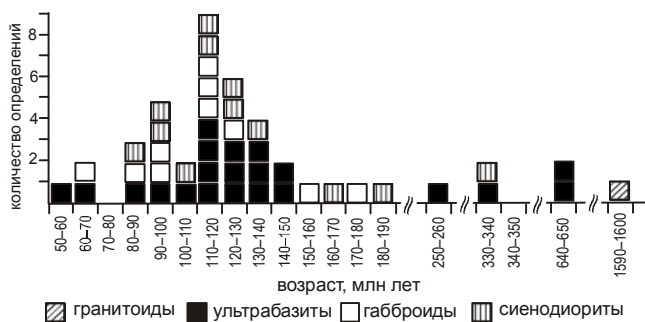


Рис. 2. Гистограмма всех определений возрастов, полученных с помощью различных изотопных систем для пород массива Кондер.

попадает в интервал 150–110 млн л. (с максимумом определений около 120 млн л.). В последние годы были получены датировки, установленные для магматических образований кондерского комплекса другими (в частности, Ar-Ar, Sm-Nd и Rb-Sr) методами. Авторы этих материалов [25] считали определение 120 ± 1 млн л., полученное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по биотиту из кондерской дайки магнетитового перидотита [35], соответствующее максимуму на гистограмме, наиболее точным и геохимически достоверным. Однако вопрос о том, отражает ли этот возраст время образования гипербазитового ядра массива, для них оставался все же открытым. Определенный Rb-Sr и Sm-Nd изохронный возраст пироксенитов и габбропегматитов (122.6 ± 1.5 млн л. и 93 ± 47 млн л., соответственно) согласуется с приведенной выше датировкой в 120 ± 1 млн л. При этом, сами же авторы приведенных материалов отмечали, что Rb-Sr изохронный возраст для пироксенитов, определенный по валовым пробам, имеет большую неопределенность (119 ± 160 млн л.), а результат, полученный с помощью Sm-Nd метода для габбропегматитов, не согласуется с изохронной моделью. Это вызывает вполне обоснованные сомнения при определении истинного возраста кондерских магматических образований подобными изотопными методами. В конце 90-х годов прошлого столетия были получены для одного из кондерских минералов платиновой группы, извлеченного из дунитов, – иридосмина – возрастные датировки 370–260 млн л., установленные Re-Os методом [14]. Было высказано предположение [17], что эти определения характеризуют не только абсолютный возраст платиноидной минерализации на массиве, но и возраст вмещающих эти минералы дунитов. Этот тезис вызывает определенные сомнения и, в частности, опровергается результатами палеомагнитного исследования кондерских ультрабазитов, представленными в настоящей работе.

На момент начала исследования автором палеомагнетизма ультрабазитов массива Кондер (это первая половина 90-х годов прошлого столетия), одной из задач которого была оценка их возраста (а по ним и возраста самого массива), существовало две точки зрения относительно возраста массива [8, 19 и 31, 32]. В конце 90-х годов появилась еще одна, упомянутая выше, точка зрения на его возраст [17]. Подробнее о проблеме определения возраста массива Кондер, см. а работе [13].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Испытаниям подверглись ориентированные образцы всех трех разновидностей ультраосновных пород – дунитов, клинопироксенитов и косьвитов, отобранные практически по всей площади массива (рис. 1Г). Коллекцию составили: 100 образцов дунитов, 45 образцов клинопироксенитов и 26 образцов косьвитов. Отбор ориентированных образцов осуществлялся вручную с ориентировкой маркируемых плоскостей при помощи горного компаса. Все измерения проводились по общепринятым методикам [28, 29] на астатическом магнитометре МА-21 и рок-генераторе JR-4. Для определения компонентного состава естественной остаточной намагниченности (NRM) образцы подвергались размагничиванию переменным магнитным полем (Н-чистка) и терморазмагничиванию (Т-чистка).

Происхождение стабильных компонент NRM изучалось двумя методами: методом сравнения температурных спектров остаточной и лабораторной термоостаточной намагниченностей и методом сравнения коэрцитивных спектров нормальных намагниченностей, полученных из естественного (ЕС) и нулевого (НС) магнитных состояний с определением температурно-чувствительного параметра N_1 , отражающего температуру окончательного формирования фазового состава многодоменного ферромагнетика [33]. Стоит отметить неоднозначность результатов, полученных с помощью этих методов, поскольку к настоящему времени не существует универсального способа, дающего возможность однозначно отделять в магматических породах (являющихся объектом исследования данной работы) химическую намагниченность от термоостаточной.

Носители NRM определялись с помощью терромагнитного анализа намагниченности насыщения $I_s(T)$, выполненного на вибрационном терромагнитометре конструкции И.Л. Соловьева [27]. При этом учитывались результаты: (1) просмотра образцов ультрабазитов на электронном микроскопе (Горный университет, г. Санкт-Петербург) и (2) микрозондирования на “Камебакс” (СВКНИИ ДВО РАН, г. Ма-

гадан) [6]. Диагностика аксессуарных магнитных минералов – потенциальных носителей NRM – осуществлялась по точкам Кюри (T_K). При определении компонентного состава NRM, выделении характеристической компоненты и выяснении ее происхождения предпочтение отдавалось температурной (магнитной) чистке. Суть ее заключалась в поэтапных нагревах до температур 650°C в скомпенсированном магнитном поле с шагом 100°C (в некоторых температурных интервалах использовался шаг 25 или 50°C). Нагревание образцов осуществлялось в печи с бифилярной обмоткой, помещенной в кольца Гельмгольца. После каждого цикла нагрева вместе с NRM измерялась магнитная восприимчивость (для части образцов на каппаметре KLY-2) с целью косвенного контроля минералогических изменений в образцах в ходе термочистки. Обработка результатов магнитной чистки осуществлялась с использованием пакета графоаналитических программ С.В. Шипунова. Для выделения характеристических компонент NRM широко применялся компонентный анализ [36], при котором в случае неоднородной намагниченности (обычно использовалось не менее 3-х точек) оценивалось направление NRM за пределами интервала возможного влияния ее низкотемпературных компонент. Для иллюстрации полученных результатов использованы стандартные формы отображения палеомагнитных данных – диаграммы Зийдерверльда [39], стереограммы распределения векторов NRM на сфере и графики терморазмагничивания NRM [24].

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ УЛЬТРАБАЗИТОВ

При проведении детальных магнитных чисток образцов всех трех разновидностей кондерских ультрабазитов температурой и переменным магнитным полем было установлено, что наиболее эффективной из них оказалась термомагнитная чистка. Ниже рассматриваются результаты, полученные отдельно для каждой разновидности кондерских ультраосновных пород.

Дуниты

Результаты Т-чистки дунитов, в том числе и двух других разновидностей ультрабазитов, представлены на рис. 3. Породы именно этой разновидности имеют одно- и двухкомпонентный составы NRM. Неустойчивые компоненты намагниченности, которые разрушаются зачастую при температуре порядка 500°C , имеют, как правило, три направления. Из них первое направление близко к современному магнитному полю, второе – северо-восточное и третье – юго-восточное, с крутыми ($>55^\circ$) наклонениями. Ре-

зультатом проведенной температурной чистки дунитов явилось устойчивое выделение для всех образцов стабильных составляющих намагниченности только прямой полярности. Они на стереопроекции формируют три достаточно четкие совокупности направлений (группы “а”–“в”, рис. 4). Первая совокупность векторов (группа “а”, рис. 4) стабильных составляющих NRM имеет среднее направление, близкое к направлению современного геомагнитного поля. Для таких образцов дунитов (их количество составляет 35 штук, а это более трети изученной выборки) характерны только однокомпонентные намагниченности. Вторая группа дунитов, также состоящая из 35 образцов, векторы стабильных компонент NRM которых фиксируются в северо-восточных румбах (совокупность “в”, рис. 4), имеет среднее направление намагниченности: $D_{\text{ср.}} = 30^\circ$, $J_{\text{ср.}} = 65^\circ$. Векторы подобного направления выделяются только у образцов дунитов, отобранных из зон их контактов с маломощными жильными и дайковыми телами косьвитов и щелочных сиенитов. Третья группа дунитов, имеющих стабильные составляющие NRM юго-восточного направления (совокупность “б”, рис. 4), состоящая из 30 образцов, имеет среднее направление намагниченности: $D_{\text{ср.}} = 132^\circ$, $J_{\text{ср.}} = 44^\circ$.

Компонентный анализ, проведенный для образцов двух последних групп стабильных векторов NRM, показал, что их намагниченности содержат одну или две компоненты. У некоторых образцов дунитов (например, у образцов Г-310-А и К-517-А на рис. 3) нестабильная компонента NRM исчезает в процессе нагрева, как правило, при температуре 500°C . Доля стабильной компоненты NRM, составляющая иногда менее 5 % начального значения, сохраняется вплоть до 600°C . Магнитная восприимчивость изменяется незначительно (в пределах 20 %) и на поведении NRM не сказывается.

Две последние, выделенные для дунитов группы направлений стабильных составляющих NRM характеризуются заметным разбросом в направлениях по склонению и, особенно, по наклонению. Для выяснения причин этого разброса был выполнен петрографический анализ образцов, представляющих разные группы векторов стабильных компонент NRM и имеющих различные значения склонений и наклонений. Результаты выполненного анализа представлены в таблице 1. Там же приведены значения температур Кюри магнитных минералов этих образцов и величины параметра N_T , полученные для отдельных образцов. Данные петрографического анализа образцов, имеющих однокомпонентные намагниченности с направлениями, близкими к современ-

Дуниты

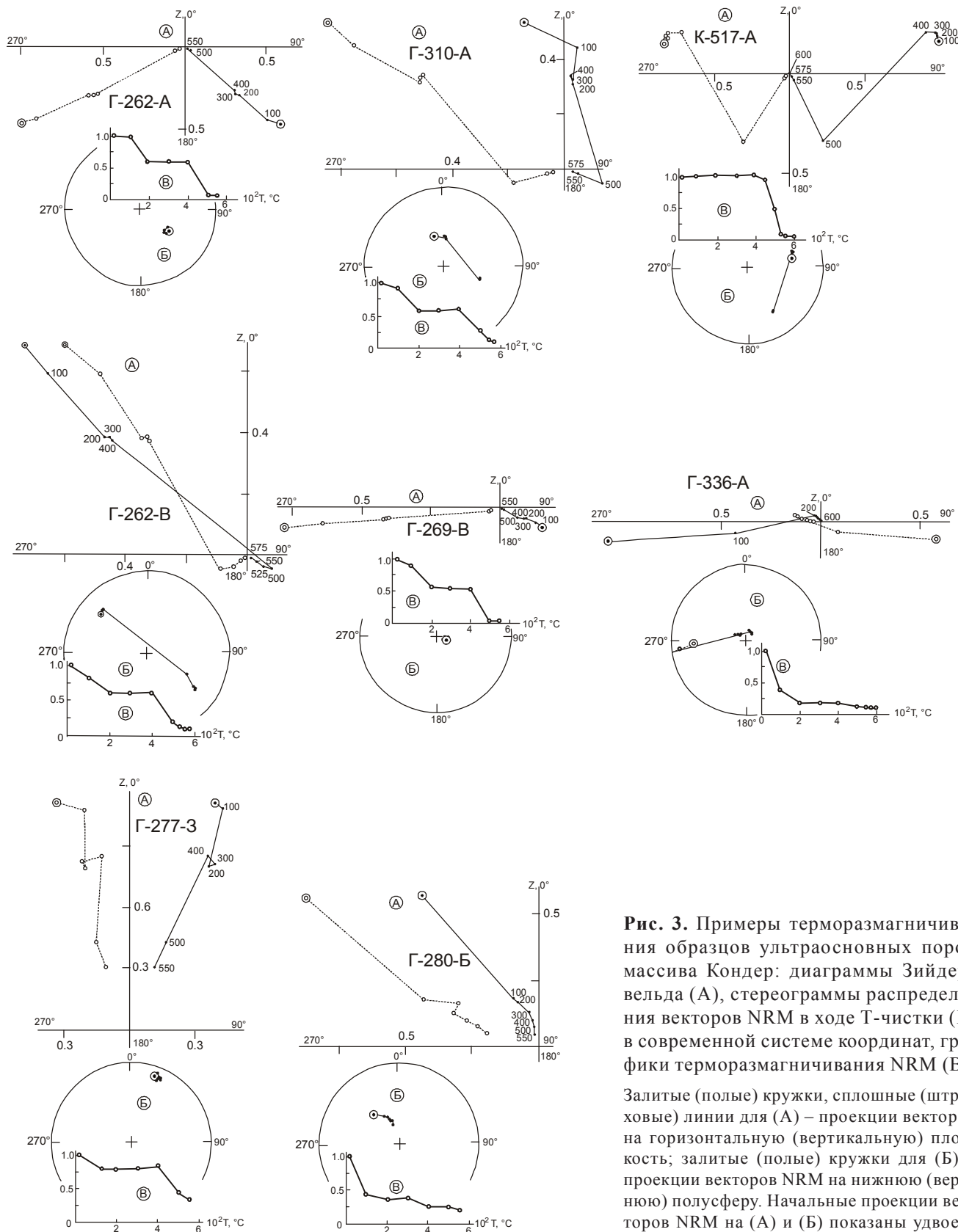


Рис. 3. Примеры терморазмагничивания образцов ультраосновных пород массива Кондер: диаграммы Зийдervельда (А), стереограммы распределения векторов NRM в ходе Т-чистки (Б) в современной системе координат, графики терморазмагничивания NRM (В). Залитые (полые) кружки, сплошные (штриховые) линии для (А) – 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 Зийдervельда указаны номера образцов.

Клинопироксениты

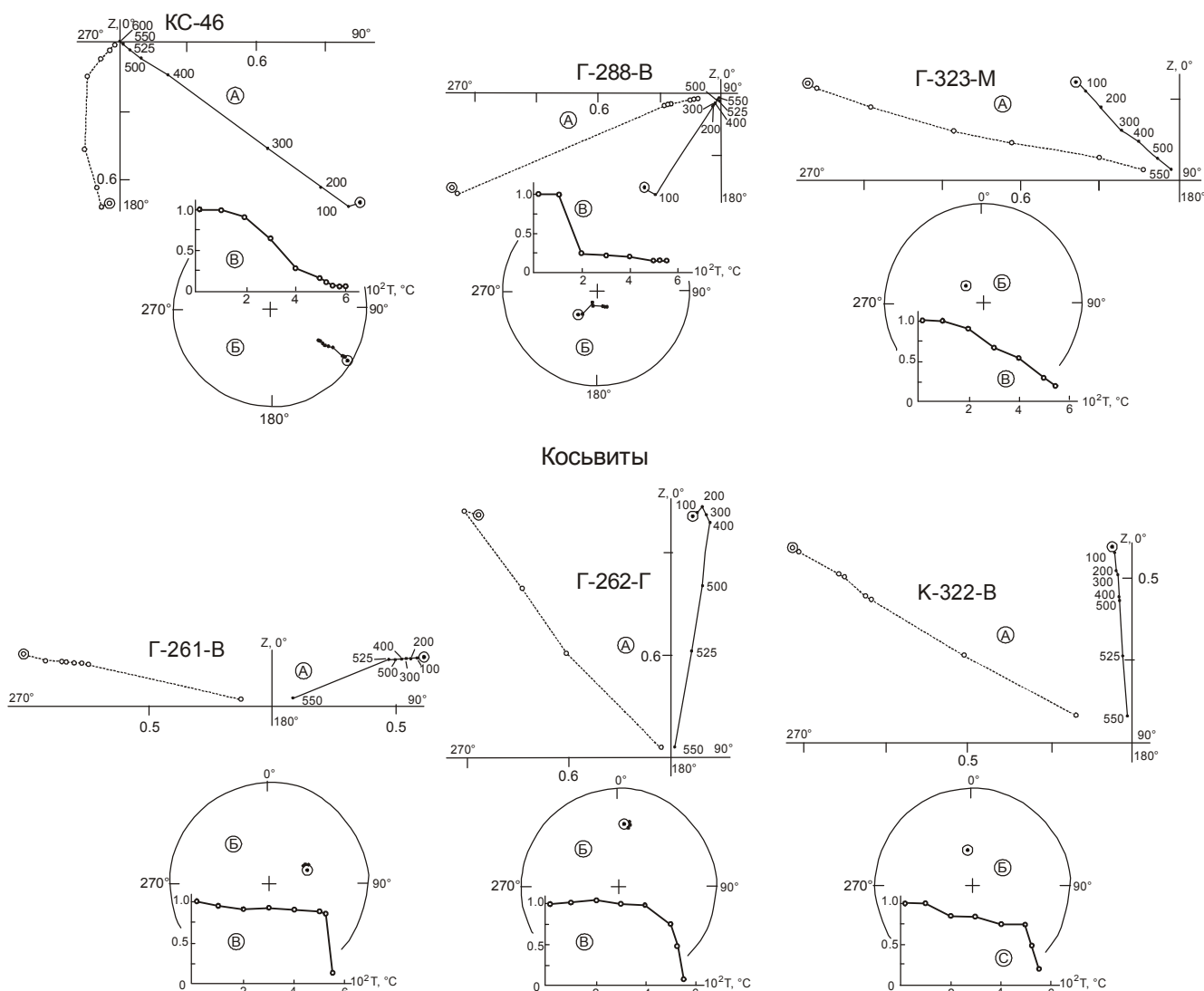


Рис. 3. Продолжение.

ному геомагнитному полю, говорят о том, что в них в наибольшей степени проявлены вторичные процессы. В шлифах именно таких образцов встречается значительное количество продуктов распада породообразующих минералов с образованием вторичных ферромагнетиков (в качестве примера – образец дунита Г-280-Б в табл. 1). На рис. 3, где показаны кривые терморазмагничивания образцов кондерских ультрабазитов из каждой группы направлений стабильных составляющих NRM с разными значениями склонений и наклонений, представлена и кривая размагничивания этого образца. Видно, что выделить в подобном образце какую-либо компоненту, кроме современной, не удастся. Поэтому такие образцы с устойчивыми направлениями NRM, близкими совре-

менному геомагнитному полю, при расчете координат палеополюсов не учитывались.

Дуниты, отобранные непосредственно из зон контактов с маломощными жильными и дайковыми телами косьвитов и щелочных сиенитов, имеют стабильные компоненты NRM только северо-восточного направления. Такие компоненты, по всей видимости, характеризуют магнитное поле времени образования этих тел. Группа подобных образцов (рис. 4, “в”), отличающаяся разбросом в направлениях стабильных компонент NRM по наклонению, характеризуется (по материалам проведенного петрографического анализа) существенным проявлением вторичных процессов. Особенно оно заметно в образцах, имеющих устойчивые компоненты NRM северо-

Таблица 1. Петрографическая характеристика представительных образцов ультрабазитов массива Кондер, значения их температур Кюри (T_k) и величины параметра N_T .

№ образца	Описание шлифов	Вторичные изменения	T_k °C	N_T	Направление стабильной компоненты	
					D°	I°
1	2	3	4	5	6	7
Г-262-А	Среднезернистый дунит. Редкие зерна аксессуарного хромшпинелида приурочены к стыкам зерен оливина.	Слабая степень серпентинизации (1–3%).	540	0.48	133	52
Г-310-А	Среднезернистый дунит.	Слабая степень серпентинизации (5–7 %).	568	–	112	52
К-517-А	Крупнозернистый дунит. В плоскости шлифа – редкие слегка оплавленные зерна аксессуарного хромита.	Слабая степень серпентинизации (1–3%).	575	0.45	155	32
Г-262-В	Крупно-среднезернистый дунит. Редкие зерна хромита распределены равномерно.	Слабая степень серпентинизации (~7 %).	570	0.36	123	27
Г-269-В	Порфириовидный среднезернистый дунит. В стыках зерен оливина располагаются агрегаты ксеноморфных (оплавленных) зерен хромита.	Разбит системой трещин, вдоль которых развит серпентин с мелкой сыпью вторичного магнетита (?). Степень серпентинизации – до 15%.	595	0.20	116	71
Г-336-А	Порфириовидный трещиноватый дунит. Аксессуарный хромит (до 1%) распределен равномерно.	Степень серпентинизации 7–10%.	620	–	16	85
Г-277-3	Порфириовидный дунит. Редко встречается аксессуарный хромит.	Степень серпентинизации – до 30%. Вдоль зон серпентинизации широко развит вторичный магнетит.	620	–	28	15
Г-280-Б	Дунит.	Степень серпентинизации ~30%. Наблюдаются редкие зерна корродированного аксессуарного хромита, обильные скопления вторичного магнетита.	615	0.18	354	73
КС-46	Плотный мелко-среднезернистый клинопироксенит с обилием титаномагнетита (20–25 %), сформировавшего сидеронитовую структуру. Зерна клинопироксена (состава диопсид-авгит [2]) оптически прозрачны, с ясными линиями спайности. Границы между зернами титаномагнетита и клинопироксена четкие (резкие).	Видимых изменений нет.	562	0.32	113	50
Г-288-В	Мелко-среднезернистый клинопироксенит с сидеронитовой структурой. Содержание титаномагнетита – до 30%.	Зерна клинопироксена частично замутнены за счет интенсивного развития вдоль плоскостей спайности тонкозернистого агрегата вторичного рудного минерала (магнетита?). Границы между зернами клинопироксена и титаномагнетита частично корродированны.	567	0.21	160	75
Г-323-М	Мелко-среднезернистый клинопироксенит с обилием рудного минерала (титаномагнетита, магнетита?) по стыкам и внутри зерен клинопироксена.	Степень оптической прозрачности зерен клинопироксена невысокая. В них наблюдаются пылеобразные скопления вторичного рудного минерала (магнетита?), распространенные по всему объему зерен, сгущаясь особенно сильно в их центральных частях и ослабевающая к периферии. На отдельных участках шлифа наблюдаются скопления зерен биотита, развивающихся по стыкам, а также внутри зерен клинопироксена.	568	0.17	351	71

1	2	3	4	5	6	7
Г-261-В	Мелко-среднезернистый косьвит с полосчатой текстурой. Полосы представлены средне-крупнозернистым амфиболом,* агрегатом мелко-среднезернистого амфибола с гранулированным клинопироксеном, мономинеральным мелкозернистым клинопироксеном. Две последние полосы пронизаны титаномагнетитом.	Видимых изменений нет.	562	0.27	71	68
Г-262-Г	Мелко-среднезернистый косьвит с фрагментарно ориентированной текстурой.	В некоторых зернах амфибола* наблюдаются структуры распада с образованием вторичного рудного минерала (магнетита?)	566	0.21	11	40
К-322-В	Косьвит с полностью неупорядоченной текстурой. Содержание рудных минералов не менее 30 %	В тонкозернистом однородном агрегате клинопироксена и рудного минерала встречаются наравномерно распределенные крупные зерна амфибола.* В некоторых зернах амфибола наблюдаются изометричные включения вторичного рудного минерала и клинопироксена, в других зернах – мелкие игольчатые выделения вторичных силикатов.	575	0.18	344	72

Примечание. Дуниты по минеральному составу – анхимономинеральная порода [2], сложенная оливином (70–96 %), хромитом (1–2%), серпентином (3–30%). Клинопироксениты – мономинеральная порода, сложенная, как правило, одним клинопироксеном, иногда в ней наблюдается титаномагнетит (до 30%). Косьвиты сложены клинопироксеном (56–77 %), титаномагнетитом (11–30 %), амфиболом (0–11 %), биотитом (0–21 %), акцессорными апатитом (до 3%), сфеном, а также хлоритом. Под термином “титаномагнетит”, наряду с минералом, определенным по пониженным температурам Кюри [5] (в качестве примера – образцы в табл. 1) как титаномагнетит, понимается и магнетит с изоморфной примесью титана [15]. * – Все амфиболы изученных косьвитов представлены минералом, плеохроирующим в коричневых тонах. Шлифы изготовлены и описаны в ИТиГ ДВО РАН. D°, I° – склонение и наклонение вектора NRM в современной системе координат. Прочерк – определение не производилось.

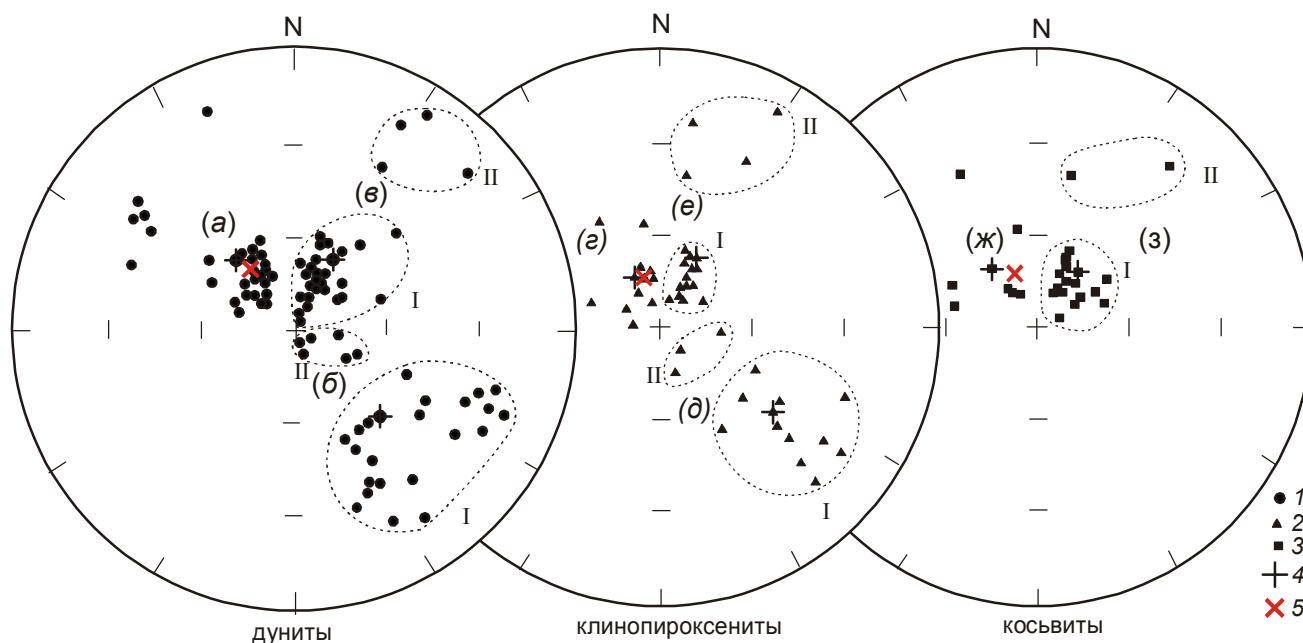


Рис. 4. Совокупности направлений стабильных компонент естественной остаточной намагниченности после Т-чистки: (а)–(в) – дуниты; (г)–(е) – клинопироксениты; (ж)–(з) – косьвиты.

Все направления приведены в современной системе координат. 1, 2, 3 – проекции NRM, соответственно, дунитов, клинопироксенитов, косьвитов на нижнюю полусферу; 4 – среднее направление NRM в группе; 5 – направление современного геомагнитного поля. Римскими цифрами обозначены выделенные штриховой линией совокупности направлений стабильных компонент NRM, отличающиеся пологими (до 55°) и крутыми наклонениями.

восточного направления с пологим ($<55^\circ$) наклоном. Например, в образце дунита Г-277-з (табл. 1) степень серпентинизации достигает 30 %, т.е. величины, характеристической для образцов перемагниченных современным полем (см. ту же табл.). Образцы, содержащие такие компоненты с пологими наклонами (их среди дунитов оказалось 4), от которых проведенной Т-чисткой избавиться полностью не удастся, были выделены в отдельную группу (совокупность “в-П” на рис. 4) и при вычислении координат соответствующего палеополюса не учитывались. Величина наклона, разделяющая совокупность северо-восточных векторов, была определена опытным путем (по материалам петрографического анализа) и составила 55° . При вычислении палеополюса в расчет бралась совокупность северо-восточных векторов стабильных составляющих NRM с крутыми ($>55^\circ$) наклонами, имеющая среднее направление намагниченности: $D_{cp.} = 28^\circ$, $J_{cp.} = 73^\circ$ (группа “в-Г” на рис. 4).

Совокупность векторов стабильных составляющих намагниченности юго-восточного направления также отличается разбросом в направлениях и по склонению, и по наклону (рис. 4). По результатам проведенного петрографического анализа часть образцов дунитов, имеющих намагниченности, содержащие компоненты подобного направления, характеризуются существенным проявлением наложенного вторичного процесса метасоматических изменений. Особенно это заметно в образцах, имеющих устойчивые компоненты NRM юго-восточного направления с крутыми ($>55^\circ$) наклонами. В подобных образцах степень серпентинизации составляет 15–20 %, и этот процесс сопровождается образованием вторичного ферромагнетика. Направления стабильных компонент NRM таких образцов группируются в области высоких углов наклона (в качестве примера, образец Г-269-В, табл. 1). Величина наклона, разделяющая совокупность юго-восточных векторов, также была определена экспериментально и составила те же 55° . Образцы дунитов с компонентами NRM, имеющими крутые ($>55^\circ$) наклона, были выделены в самостоятельную группу со средним направлением намагниченности: $D_{cp.} = 115^\circ$, $J_{cp.} = 78^\circ$ (совокупность “б-П”, состоящая из 6 образцов, на рис. 4), для которой координаты палеополюса в дальнейшем вычислялись отдельно. Уменьшить разброс по склонению этой совокупности образцов, имеющих стабильные составляющие NRM юго-восточного направления, учитывая результаты их петрографического анализа, не удалось, поскольку образцы, имеющие компоненты NRM с разными склонениями (например, как в образцах Г-310 А и К-517-А в

табл. 1), характеризуются либо отсутствием в них заметных следов какого-либо наложенного процесса метасоматических изменений, либо крайней незначительностью его проявления (как правило, это первые проценты, не превышающие 7 %). Все подобные образцы (имеющие компоненты NRM юго-восточного направления с пологими (до 55°) наклонами) с разными значениями склонения вошли в группу со средним направлением намагниченности: $D_{cp.} = 133^\circ$, $J_{cp.} = 36^\circ$ (совокупность “б-Г” на рис. 4), для которой также отдельно вычислялся палеополюс.

Главные носители NRM исследованных дунитов определялись по результатам ТМА (Т-размагничивания намагниченности насыщения I_s в постоянном магнитном поле $H=600$ мТл), дополненного перечисленными выше методами определения состава магнитных минералов. Было установлено, что в магнитных фракциях образцов рассмотренных дунитов присутствуют: (1) феррихромшпинелиды с аномально низким содержанием титана и высоким содержанием хрома, близкие ряду герцинит-шпинель, с $T_k \sim 545\text{--}570^\circ\text{C}$; (2) титаномагнетиты с $T_k \sim 564\text{--}570^\circ\text{C}$; (3) ферримагнетиты, относящиеся к промежуточным членам серии твердых растворов магнетит-маггемит с $T_k \sim 580\text{--}630^\circ\text{C}$. Для всех этих минералов были установлены три типа необратимых термомагнитных кривых (рис. 5А). Первый тип характерен для дунитов, имеющих однокомпонентную намагниченность юго-восточного направления с пологим (до 55°) наклоном. Магнитные минералы, охарактеризованные подобным типом кривых, имеют пониженные по сравнению со стехиометрическим магнетитом T_k ($\sim 545\text{--}570^\circ\text{C}$) и относятся к феррихромшпинелидам без маггемитовой составляющей (образец Г-261-Б на рис. 5А). Подобный необратимый тип кривых характеризуется приблизительно равными исходными и конечными состояниями. Однако термомагнитные кривые фиксируют происходящие при прокаливании структурные изменения, что приводит к несоответствию кривых охлаждения и нагревания – наблюдается частичное уменьшение намагниченности. Это явление обусловлено, вероятно, процессом структурно-чувствительной диффузии [11]. Второй тип необратимых термомагнитных кривых характеризует ферримагнитные минералы дунитов, стабильные составляющие NRM которых имеют юго-восточное направление с пологим наклоном и выделяются в процессе Т-размагничивания при температурах выше 500°C . Эти минералы относятся к титаномагнетитам, поскольку имеют пониженные по сравнению с магнетитом T_k ($564\text{--}570^\circ\text{C}$). Отличительной особенностью данных ферримагнетитов является резкое увеличение их намагниченности в ре-

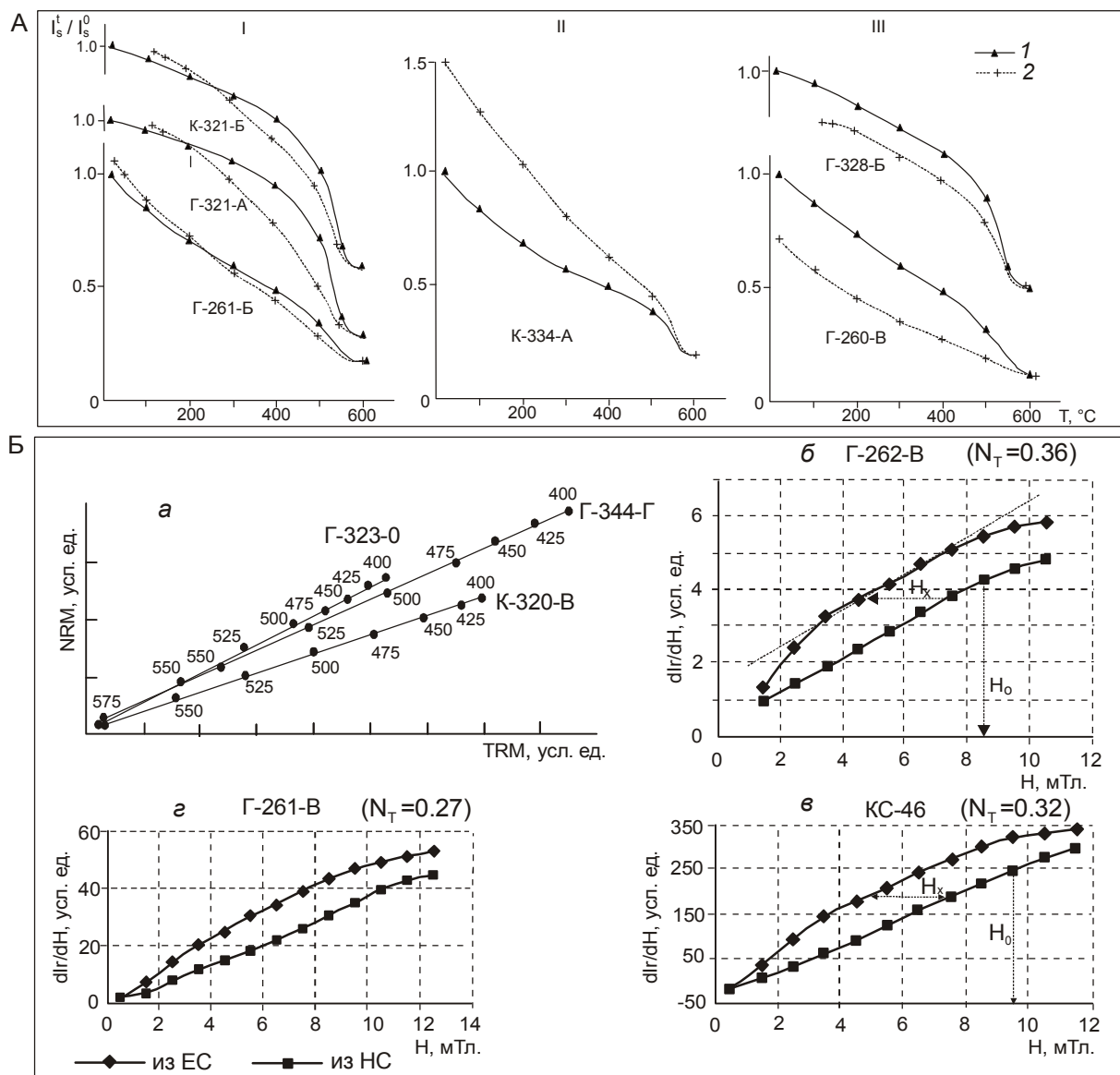


Рис. 5. Типы необратимых кривых (А) терморазрушения (I-II-III) намагниченности насыщения $I_s(T)$ в постоянном магнитном поле 600 мТл для дунитов (Г-261-Б, К-334-А, Г-260-В), клинопироксенитов (Г-321-А) и косьвитов (К-321-Б, Г-328-Б); свидетельства термоостаточной природы образования (Б) характерных компонент NRM юго-восточного направления с пологими ($<55^\circ$) наклонениями, выделенных у дунитов и клинопироксенитов, и северо-восточного направления с крутыми ($>55^\circ$) углами наклонения, выделенной у косьвитов.

1 – нагрев, 2 – охлаждение; а – пример сопоставления спектров размагничивания естественной (NRM) и термоостаточной (TRM) намагниченностей дунита (Г-344-Г), клинопироксенита (Г-323-О) и косьвита (К-320-В); б–г – коэрцитивные спектры нормальных намагниченностей из естественного (ЕС) и нулевого (НС) магнитных состояний, соответственно, для дунита Г-262-В, клинопироксенита КС-46, косьвита Г-261-В.

зультате прокаливания [15] (образец К-334-А на рис. 5А). Третий тип необратимых кривых характерен для ферромагнитных минералов дунитов, имеющих однокомпонентные намагниченности, ориентированные по современному магнитному полю, или имеющие векторы намагниченности северо-восточного направления. Подобный тип кривых характерен так-

же для образцов, имеющих двухкомпонентную намагниченность и выделенных в отдельную группу (совокупность “б-II” на рис. 4). Для таких образцов в процессе Т-чистки выделяются стабильные составляющие NRM, имеющие юго-восточные направления с крутыми ($>55^\circ$) наклонениями. Основным магнитным минералом таких дунитов является, по-

видимому, маггемитизированный магнетит, имеющих повышенные по сравнению с магнетитом точки Кюри T_k (~580÷630° С). Отличительной особенностью этих ферримагнетиков является уменьшение начального значения намагниченности в результате их нагрева (как в образце Г-260-В на рис. 5А).

Клинопироксениты

Вторая разновидность кондерских ультрабазитов имеет в подавляющем большинстве случаев однокомпонентный состав NRM. У них в результате температурной чистки были выделены, как и у дунитов, устойчивые компоненты NRM только прямой полярности. На рис. 3 представлены примеры термомангнитной чистки некоторых образцов клинопироксенитов. На стереопроекции их намагниченности формируют три группы векторов (совокупности “z”–“e” на рис. 4), совпадающие по направлению с векторами стабильных компонент NRM, выделенных для дунитов. В частности, первая группа клинопироксенитов (составляющая четвертую часть выборки) характеризуется только однокомпонентными намагниченностями (в качестве примера, образец Г-323-М на рис. 3), векторы которых имеют направления, близкие к современному геомагнитному полю (совокупность “г” на рис. 4). Как и в случае дунитов, эта группа образцов была отбракована при расчете координат палеополусов. Вторая группа стабильных компонент NRM, фиксирующихся в северо-восточных румбах (совокупность “e” на рис. 4, состоящая из 20 образцов и также характеризующаяся, главным образом, однокомпонентными намагниченностями) имеет среднее направление: $D_{cp.} = 25^\circ$, $J_{cp.} = 65^\circ$. Как и в случае дунитов, векторы устойчивых компонент NRM подобного направления присущи только образцам клинопироксенитов, непосредственно контактирующих с маломощными жилами и дайками щелочных сиенитов. Наличие стабильных составляющих NRM северо-восточного направления только у образцов, непосредственно контактирующих с жильными и дайковыми щелочными образованиями, по-видимому, свидетельствует, как и в случае с дунитами, о том, что NRM подобных образцов клинопироксенитов зафиксировала направление магнитного поля времени образования этих маломощных жильных и дайковых тел щелочных сиенитов. Близость средних направлений совокупностей северо-восточных векторов стабильных составляющих NRM, выделенных и для дунитов, и для клинопироксенитов, позволила предположить, что образование жильных и дайковых тел косьвитов и щелочных сиенитов в дунитах и образовании подобных им тел щелочных сиенитов в клинопироксенитах происходило в одно и то же время.

Наконец, третья группа клинопироксенитов, имеющих стабильные составляющие NRM юго-восточного направления, состоящая из 14 образцов (совокупность “д” на рис. 4), имеет среднее направление намагниченности: $D_{cp.} = 129^\circ$, $J_{cp.} = 46^\circ$. Обращает на себя внимание близость, как и в случае совокупности северо-восточных векторов стабильных составляющих NRM, выделенных для дунитов и клинопироксенитов средних направлений совокупностей и их юго-восточных векторов.

Компонентный анализ, проведенный для образцов клинопироксенитов последних двух групп векторов NRM, показал, что в некоторых случаях (очень редких) их намагниченности содержат две компоненты. В качестве такого случая можно рассматривать пример терморазмагничивания образца Г-288-В, представленный на рис. 3. Для подобных образцов неустойчивые компоненты разрушаются при температурах порядка 400–500° С и имеют, как правило, два направления: одно – близкое направлению современного геомагнитного поля, второе – юго-восточное с крутым (>55°) наклоном.

Две последние, выделенные для клинопироксенитов группы векторов стабильных составляющих NRM (совокупности северо-восточного (“e”) и юго-восточного (“д”) направлений на рис. 4) характеризуются разбросом в направлениях, особенно заметным по наклону. Для выяснения причин разброса, как и в случае дунитов, был выполнен петрографический анализ (табл. 1). Оказалось, например, что в наибольшей степени вторичные процессы проявлены, как и у дунитов, в образцах клинопироксенитов, имеющих однокомпонентные намагниченности с направлениями, близкими к современному магнитному полю. В шлифах именно таких образцов (образец Г-323-М, табл. 1) встречается значительное количество продуктов распада породообразующих минералов с образованием вторичных ферромагнетиков. По результатам петрографического анализа было установлено, что образцы клинопироксенитов (отобранные из зон их контактов с маломощными жильными и дайковыми телами щелочных сиенитов), имеющие намагниченности северо-восточного направления с пологими (<55°) наклонами, отличаются от образцов, имеющих NRM подобного направления с крутыми (>55°) наклонами, гораздо большей степенью метасоматических изменений. Величина наклона, разделяющая эту группу образцов, была определена, как и в случае дунитов, опытным путем и составила 55°. Образцы с устойчивыми компонентами NRM северо-восточного направления с пологими наклонами содержат, по-видимому, вторич-

ную компоненту, от которой проведенной Т-чисткой избавиться не удастся. Поэтому они были выделены в отдельную группу (“е-II”, состоящую всего из 4-х образцов, на рис. 4) и при вычислении координат соответствующего палеополюса не учитывались. Среднее направление совокупности северо-восточных векторов устойчивых компонент NRM, имеющих только крутые ($>55^\circ$) наклоны (группа образцов “е-I” с направлением намагниченности: $D_{cp} = 27^\circ$, $J_{cp} = 73^\circ$) характеризует направление магнитного поля времени образования жильных тел щелочных сиенитов в кольцевой зоне клинопироксенитов. Именно эта совокупность и учитывалась при вычислении координат палеополюса.

Для совокупности юго-восточных векторов стабильных составляющих NRM наибольшей степенью метасоматических изменений (по результатам петрографического анализа) обладают только образцы с намагниченностями, имеющими крутые ($>55^\circ$) наклоны. Величина наклона, разделяющая совокупность юго-восточных векторов (“д” на рис. 4), определялась, как и в других случаях, экспериментально. О наибольшей степени метасоматических изменений образцов с намагниченностями, имеющими крутые ($>55^\circ$) наклоны, свидетельствует анализ представленных в табл. 1 петрографических характеристик образцов с устойчивыми векторами NRM (или их компонентами) юго-восточного направления с относительно пологими и крутыми наклонами (например, таких, как образцы КС-46 и Г-288-В, характеризующиеся, соответственно, наклонами 50° и 75°). Разница в степени метасоматических изменений подобных образцов практически не отражается на результатах ТМА (точки Кюри магнитной фракции образцов практически не различаются, см. те же образцы КС-46 и Г-288-В в табл. 1). Образцы с компонентами NRM, имеющими крутые наклоны, были выделены в отдельную группу со средним направлением намагниченности: $D_{cp} = 125^\circ$, $J_{cp} = 77^\circ$ (совокупность “д-II” на рис. 4, состоящая в данном случае всего из 3-х образцов), и, несмотря на их малочисленность, координаты палеополюса для нее были вычислены отдельно.

Совокупность векторов стабильных компонент NRM юго-восточного направления с пологими ($<55^\circ$) наклонами (совокупность “д-I”, рис. 4) отличается разбросом, как и в случае дунитов, по склонению (он доходит до 45°). Результаты петрографического анализа, выполненного для образцов этой совокупности, имеющих компоненты NRM, различающиеся склонением, не позволили, как и в случае образцов дунитов, уменьшить их разброс. Поэтому координа-

ты виртуального палеополюса вычислялись для всех образцов совокупности “д-I” (рис. 4) со средним направлением намагниченности: $D_{cp} = 129^\circ$, $J_{cp} = 35^\circ$.

В ходе определения носителей намагниченности изученных клинопироксенитов был установлен по результатам ТМА только один ферромагнитный минерал. По пониженным температурам Кюри ($T_k \sim 546-568^\circ \text{C}$) он был определен как титаномагнетит. В результате микроскопического и микрозондового исследований было установлено, что речь в данном случае идет о магнетите с изоморфной примесью титана [15]. Подобные минералы имеют пониженные температуры Кюри, обусловленные наличием в них изоморфных примесей. Для всех изученных клинопироксенитов был зафиксирован один тип необратимых термомагнитных кривых с незначительным магнитным гистерезисом (в качестве примера, обр. Г-321-А, рис. 5А), отличительной особенностью которого является приблизительное равенство исходных и конечных магнитных состояний. Но термомагнитные кривые фиксируют происходящие при прокаливании структурные изменения, поэтому кривые охлаждения не соответствуют кривым нагревания – наблюдается несовпадение намагниченности в их средней части. Это явление обусловлено, как и у некоторых дунитов, процессом структурно-чувствительной диффузии [11]. Кроме того, на термомагнитных кривых не фиксируется γ - α -переход, что указывает на отсутствие маггемита в ферромагнитной фракции всех изученных клинопироксенитов.

Косьвиты

На рис. 3 представлены результаты термомагнитной чистки некоторых образцов косьвитов, свидетельствующие о том, что породы этой разновидности кондерских ультрабазитов, как и клинопироксениты, в большинстве случаев имеют однокомпонентный состав NRM. Их устойчивые компоненты только прямой, как и в случае двух первых разновидностей ультрабазитов, полярности формируют на стереопроекции две группы направлений (совокупности “ж” и “з” на рис. 4). Из них 8 образцов первой группы векторов (совокупность “ж” на рис. 4, составляющая чуть менее трети всей изученной выборки образцов косьвитов) имеют только однокомпонентные устойчивые направления NRM, близкие направлению современного геомагнитного поля (в качестве такого примера обр. К-322-В на рис. 3). Вторая группа косьвитов (совокупность “з” на рис. 4, состоящая из 18 образцов, что составляет более 2/3 выборки), стабильные составляющие NRM которых фиксируются в северо-восточных румбах, имеет среднее направление намагниченности: $D_{cp} = 37^\circ$; $J_{cp} = 67^\circ$. Из 18 об-

разцов, составляющих вторую совокупность, половина имеет однокомпонентные намагниченности северо-восточного направления, устойчивые к нагревам. У второй половины образцов Т-размагничиванием было выявлено, что их NRM имеет двухкомпонентный состав. Неустойчивая компонента имеет направление, близкое современному геомагнитному полю, и убирается, как правило, при температуре 200–300° С. При этом, магнитная восприимчивость кобальтов в процессе Т-размагничивания изменяется незначительно – в пределах 10 % относительно начального значения. Среднее направление совокупности северо-восточных векторов устойчивых компонент NRM, выделенных у кобальтов, совпадает со средними направлениями совокупностей стабильных составляющих NRM северо-восточного направления, выделенными у дунитов и клинопироксенитов, которые были отобраны из зон контактов с маломощными жилами и дайками кобальтов и щелочных сиенитов. Близость этих средних направлений NRM свидетельствует о том, что вообще намагниченность северо-восточного направления характеризует магнитное поле времени образования маломощных жильных и дайковых интрузивных тел в центральной части массива. Совокупность образцов кобальтов с векторами стабильных компонент NRM, располагающимися в первом квадранте стереограммы (речь идет о группе “з” на рис. 4), отличает, как и в случае двух других разновидностей ультрабазитов, значительный разброс в направлениях, но только по наклону (от пологих (~ 20°) до крутых (~ 80°)).

Для выяснения причины этого разброса и получения ответа на вопрос, какое же из направлений стабильных компонент NRM, различающихся наклоном, отвечает намагниченности, соответствующей моменту кристаллизации кобальтовых даек и жил, были привлечены, как и в первых двух случаях, результаты петрографического исследования. Они были получены как для образцов, имеющих намагниченность северо-восточного направления с крутым наклоном, так и для образцов с выделенной стабильной компонентой такого же направления, но с пологим наклоном, а также для образца, полностью перемагниченного современным геомагнитным полем (обр. Г-261-В, Г-262-Г и К-322-В в табл. 1). Было установлено, что во втором и третьем случаях образцы кобальтов характеризуются, соответственно, частично и абсолютно неупорядоченной текстурой. В шлифах подобных образцов наблюдаются структуры распада этих минералов с образованием вторичного рудного материала. Направления стабильных, выделяемых Т-чисткой, компонент NRM таких образцов группируются в

области низких наклонов (как в случае обр. Г-262-Г, табл. 1). Было установлено, что величина наклонения, разделяющая группу северо-восточных векторов компонент NRM, равняется, как и в случае дунитов и клинопироксенитов, 55°. Таких образцов, имеющих стабильные компоненты NRM северо-восточного направления с пологим (до 55°) наклоном и отличающихся заметным присутствием вторичного рудного минерала, оказалось всего два. Они были выделены в отдельную группу (“з-II” на рис. 3) и, наряду с группой образцов кобальтов, перемагниченных современным магнитным полем, были отбракованы и при вычислении координат палеополюса не учитывались. В расчет брались только образцы кобальтов группы “з-I” со средним направлением намагниченности: $D_{cp} = 35^\circ$, $J_{cp} = 73^\circ$.

Терромагнитный анализ изученных образцов кобальтов показал, что состав магнитной фракции их существенно не отличается от подобного состава клинопироксенитов. Основным носителем намагниченности большинства образцов, по результатам ТМА, является магнетит с изоморфной примесью титана [15]. В некоторых пробах содержится и маггемит. Для магнитной фракции всех изученных кобальтов установлены два типа необратимых терромагнитных кривых. Первый тип характерен для ферромагнетиков из кобальтов, имеющих стабильную компоненту намагниченности прямой полярности северо-восточного направления с наклоном, превышающим 55° (подобные обр. Г-261-В, рис. 3). Эти минералы отличаются пониженными температурами Кюри ($T_k \sim 557\text{--}567^\circ\text{C}$) по сравнению с T_k стехиометрического магнетита. Они характеризуются приблизительно равными исходным и конечным состояниями с незначительным магнитным гистерезисом (обр. К-321-Б, рис. 5А). Такие минералы относятся к магнетитам без маггемитовой составляющей. На терромагнитных кривых подобного типа не фиксируется γ - α -переход, что и указывает на отсутствие в магнитной фракции маггемита. Второй тип необратимых терромагнитных кривых характерен для магнитных минералов кобальтов, имеющих однокомпонентные намагниченности, ориентированные по современному геомагнитному полю (подобные обр. К-322-В, рис. 3), а также для минералов из образцов небольшой группы “з-II” (рис. 4), для которых, в свою очередь, была выделена стабильная компонента NRM северо-восточного направления с пологим (до 55°) наклоном (как у обр. Г-262-Г на рис. 3). Подобные ферромагнетики, отличительными особенностями которых являются некоторое понижение, как и в первом случае, температуры Кюри (~560–570° С) по сравнению с T_k

магнетита и уменьшение начальных значений их намагниченности при прогревах (как у обр. Г-328-Б на рис. 5А), по всей видимости, представлены магнетитсодержащим магнетитом. Вторая особенность подобных ферромагнетиков как раз и указывает на присутствие в них магнетита, несмотря на отсутствие на кривых явного γ - α -перехода.

СВИДЕТЕЛЬСТВА ТЕРМОСТАТОЧНОЙ ПРИРОДЫ И ПЕРВИЧНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ КОМПОНЕНТ НАМАГНИЧЕННОСТЕЙ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Чтобы оценить возраст ультраосновных пород массива путем сопоставления вычисленных для них координат виртуальных палеомагнитных полюсов с палеополюсами, полученными для пород с надежно установленными возрастными датировками, необходимо, в первую очередь, найти аргументы, свидетельствующие о первичности и термоостаточной природе образования некоторых выделенных для образцов всех трех разновидностей ультрабазитов стабильных компонент намагниченностей.

В результате палеомагнитного изучения ультрабазитов было установлено, что для дунитов и клинопироксенитов выделяются по три совокупности стабильных компонент NRM: по одной – северо-восточного направления с крутым ($>55^\circ$) наклоном и по две – юго-восточного направления с пологим ($<55^\circ$) и крутым ($>55^\circ$) наклонами (соответственно, совокупности “в-I”, “е-I”; “б-I”, “б-II” и “д-I”, “д-II” на рис. 4). Для третьей разновидности – косьвитов – выделена только одна совокупность компонент NRM северо-восточного направления с крутыми (более 55°) наклонами (совокупность “з-I”, рис. 4).

В ходе лабораторных исследований образцов всех трех разновидностей ультрабазитов были получены данные, указывающие на то, что только выделенные в дунитах и клинопироксенитах компоненты намагниченности юго-восточного направления с пологими ($<55^\circ$) наклонами и выделенная в косьвитах компонента намагниченности северо-восточного направления с крутым ($>55^\circ$) наклоном имеют термоостаточную природу образования. Подобные образцы ультрабазитов отличаются по результатам проведенного петрографического анализа либо полным отсутствием в них следов наложенных вторичных процессов метасоматических изменений (как в образцах дунитов Г-262-А, К-517-А, клинопироксенита КС-46, косьвита Г-261-В, табл. 1), либо незначительностью их проявления (как в образцах дунитов Г-310-А, Г-262-В, та же табл.).

Результаты, свидетельствующие о термоостаточной природе перечисленных выше характери-

стических компонент намагниченностей, представлены на рис. 5Б. Они включают в себя два факта. (1) Совпадение температурных спектров выделенной и созданной в образцах лабораторной термоостаточной (TRM) намагниченности после 400°C (рис. 5Б, а). (2) Величина параметра N_T в образцах с многодоменными зернами ферромагнетика превышает значение 0.24. Это свидетельствует о том, что ферромагнитная компонента образцов испытала воздействие температур выше T_k на стадии их кристаллизации (рис. 5Б, б-г). В табл. 1 приведены значения параметра N_T (<0.24) для некоторых образцов ультрабазитов, имеющих компоненты NRM других направлений.

В палеомагнитных исследованиях ультрабазитов главным, наряду с происхождением перечисленных выше характеристических компонент NRM, является и вопрос их первичности. Необходимо иметь в виду, что Кондерский массив мог сформироваться, с одной стороны, либо в результате кристаллизации собственно дунитового расплава [2 и др.], либо в процессе внедрения и кристаллизационной дифференциации ультраосновного расплава повышенной щелочности [18 и др.]. С другой стороны, он мог быть сформирован в итоге перемещения к земной поверхности в закристаллизованном (но твердопластичном) состоянии неизмененного мантийного отторженца [1]. В первом случае первичность понимается как синхронность образования исследуемых пород и выделенной в них намагниченности. Во втором случае выделенные для ультраосновных пород намагниченности (или их компоненты) не характеризуют момент кристаллизации мантийного отторженца. В то же время, они будут первичны по отношению к моменту перехода разогретого мантийного отторженца, содержащего ферромагнетика, через их точку Кюри. Геологическая ситуация на массиве Кондер не дает возможности для применения всего комплекса палеомагнитных методов, обычно используемых для определения временного интервала, в течение которого могли бы возникнуть выделяемые при терморазмагничивании компоненты NRM. Все же были получены факты, свидетельствующие о первичности образования в ультрабазитах упомянутых выше компонент намагниченности.

Для дунитов таким фактом является совпадение направлений юго-восточных векторов стабильных компонент NRM, имеющих пологие ($<55^\circ$) наклоны, выделенных для образцов, содержащих разные магнитные минералы (в частности, феррихромшпинелиды и титаномagnetиты).

Для клинопироксенитов плодотворный фактор – совпадение вектора определенной для них характери-

тической компоненты NRM юго-восточного направления, имеющей пологое ($<55^\circ$) наклонение, с вектором выделенной для образцов дунитов характеристической компоненты NRM подобного направления, для которой есть свидетельства ее первичности. Речь идет о совокупностях “б-Г” и “д-Г” (рис. 4), соответственно, со средними направлениями намагниченности: $D_{\text{ср.}} = 133^\circ$, $J_{\text{ср.}} = 36^\circ$ и $D_{\text{ср.}} = 129^\circ$, $J_{\text{ср.}} = 35^\circ$.

Для косьвитов аргументом, свидетельствующим о первичности образования характеристической компоненты NRM северо-восточного направления с крутым ($>55^\circ$) наклонением, служит близость векторов характеристических компонент NRM подобного направления (практически их совпадение), выделенных для образцов косьвитов и дунитов, непосредственно контактирующих между собой. Такие образцы рассматриваются автором, соответственно, как обжигающие и обожженные. Это группа косьвитов “з-Г”, имеющих среднее направление намагниченности: $D_{\text{ср.}} = 35^\circ$, $J_{\text{ср.}} = 73^\circ$ и группа дунитов “в-Г” со средним направлением NRM: $D_{\text{ср.}} = 28^\circ$, $J_{\text{ср.}} = 73^\circ$ (рис. 4).

В качестве вспомогательного аргумента, свидетельствующего о первичности образования упомянутых выше характеристических компонент намагниченностей, можно рассматривать, по мнению автора, факт совпадения направлений стабильных компонент NRM у образцов каждой разновидности ультрабазитов из удаленных (до 7 км) друг от друга точек их отбора.

Совокупность приведенных фактов указывает на то, что характеристические компоненты намагниченности юго-восточного направления с пологими (до 55°) наклонениями, выделенные для дунитов и клинопироксенитов, а также характеристическая компонента NRM северо-восточного направления с крутым (более 55°) наклонением, выделенная для косьвитов, имеют термоостаточную природу образования и являются первичными. По положению виртуальных палеомагнитных полюсов, вычисленных для перечисленных выше направлений характеристических компонент NRM, можно оценить возраст всех трех разновидностей ультрабазитов, а также возраст массива в целом.

ОЦЕНКА ВОЗРАСТА УЛЬТРАБАЗИТОВ (ПО ПОЛОЖЕНИЮ ВЫЧИСЛЕННЫХ ДЛЯ НИХ ВИРТУАЛЬНЫХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ)

Среди работ, затрагивающих в той или иной степени проблемы возраста ультраосновных-щелочных пород массива Кондер или вообще интрузий центрального типа Алданского щита, являются достаточно обоснованными и заслуживают внимания, по мнению автора, работы, представляющие три

точки зрения, упомянутые в разделе “Проблема возраста ультрабазитов”. Согласно мнению Г.В. Андреева и др. [2, 8, 9, 19, 20], ультрабазиты и щелочные породы подобных интрузий являются образованиями единого магматического цикла мезозоя. Согласно мнению авторов, представляющих вторую точку зрения [31, 32], среди ультраосновных и щелочных пород мезозойского возраста некоторых массивов, в том числе Кондера, следует выделять дуниты докембрийского возраста. И, наконец, по мнению автора работы [17], представляющей третью точку зрения, образование подобных Кондеру массивов Сибирской платформы следует связывать с одной из критических эпох развития чехла платформы – заключительной стадией среднепалеозойского цикла (поздний девон–ранний карбон).

Поэтому из многочисленных, накопленных к настоящему времени палеомагнитных определений, более или менее отвечающих современным требованиям к качеству этих данных, особое внимание автором было уделено ряду палеополюсов именно по докембрию, палеозою и мезозою Алданского блока Сибирской платформы. В качестве референтных в настоящей работе используются следующие данные. Это, во-первых, фрагмент сибирской кривой кажущейся миграции полюса (КМП), представленный в работе В.Э. Павлова с соавторами [23]. В ней последовательность сибирских полюсов образована полюсами, полученными для рифейских осадочных пород керпильской (малгинская свита) [21], лахандинской (нерюенская и игнеканская свиты) [22], уйской (кандыкская и усть-кирбинская свиты) серий и позднерифейских основных силлов Юдомо-Майской зоны [23] Учуро-Майского района, а также вендским полюсом, по Е.Л. Гуревичу [5], и ранне-среднекембрийскими полюсами из работы С.А. Писаревского с соавторами [37]. Фрагмент представлен на рис. 6А. Во-вторых, – фрагмент кажущейся миграции палеомагнитного полюса Сибирской платформы в интервале поздний кембрий–средний триас [30], представленный на том же рис. 6В. И, наконец, в-третьих, – уточненная траектория кажущейся миграции палеополюса для Евразии за последние 200 млн лет [34], также представленная на рис. 6Б.

В первую очередь, координаты палеополюсов (табл. 2) были вычислены по характеристическим компонентам NRM юго-восточного направления с пологими ($<55^\circ$) наклонениями, выделенным для образцов дунитов и клинопироксенитов (совокупности образцов “б-Г” и “д-Г”, рис. 4), и по характеристической компоненте NRM северо-восточного направления с крутым ($> 55^\circ$) наклонением, выделенной для

Таблица 2. Палеомагнитные характеристики ультрабазитов массива Кондер.

Порода	Группа	Кол-во определений	Способ определения	Полярность	D° _{ср}	I° _{ср}	K	α° ₉₅	Plong°	Plat°	d _p °	d _m °
Дуниты	б-I	24	Т-размагничивание	N	133	36	18	7	178	-4	5	8
	в-I	31	-«-	N	28	73	91	3	206	75	4	5
	б-II	6	-«-	N	115	78	92	6	163	44	11	11
Клинопироксениты	д-I	11	-«-	N	129	35	24	8	181	-2	6	10
	е-I	16	-«-	N	27	73	223	2	204	75	4	4
	д-II	3	-«-	N	125	77	62	10	161	39	18	19
Косьвиты	з-I	16	-«-	N	35	73	102	3	206	71	5	6

Примечание. Т-размагничивание – терморазмагничивание до температуры 600°C; N – прямонамагнитные образцы; D°_{ср} I°_{ср} – склонение и наклонение среднего вектора NRM в современной системе координат; K – кучность распределения (разброс направлений NRM); α°₉₅ – радиус круга доверия для уровня вероятности 0.95; Plong°, Plat° – долгота и широта Северного полюса Земли в эпоху образования NRM пород (относительно современной градусной сетки); d_p° и d_m° – полуоси овала погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 0.95.

козьвитов (совокупность “З-I”, рис. 4). Для них в ходе лабораторных исследований были получены свидетельства, указывающие на первичность и термоостаточную природу образования.

Результат сопоставления полученных для дунитов и клинопироксенитов палеомагнитных полюсов друг с другом и с референтными палеополюсами позволил автору сделать вывод об одновременности (в геологическом смысле) кристаллизации дунитов и клинопироксенитов. При этом, палеополюсы, полученные для этих характеристических намагнитченностей, располагаются в непосредственной близости от палеомагнитных полюсов позднерифейских (1000–950 млн лет, возраст определен с помощью Sm-Nd, K-Ar и U-Pb методов) силлов Учуро-Майского района, а также от полюса, полученного по породе, близкой им по возрасту кандыкской свиты уйской серии [23] (рис. 6А). Это, в свою очередь, позволило сделать вывод о том, что одновременная (или близкая по времени) кристаллизация дунитов ядерной части массива и клинопироксенитов краевой кольцевой зоны происходила в позднем рифее. Отличие же направления первичной намагнитченности, выделенной в козьвитах, от направлений первичных намагнитченностей, выделенных в дунитах и клинопироксенитах, говорит о том, что козьвиты не являются образованиями одного с ними возраста. Палеополюс, вычисленный для характеристической, выделенной для козьвитов, намагнитченности северо-восточного направления с крутым (>55°) наклоном, располагается в непосредственной близости от палеомагнитного полюса раннего мела для Евразии [34], что свидетельствует о мезозойском (точнее, раннемеловом) возрасте козьвитов. Отмеченная выше близость направлений характеристических компонент NRM со-

вокупностей северо-восточных векторов, имеющих крутые (>55°) наклоны, выделенных для всех трех разновидностей ультрабазитов, и, как следствие, близость координат их палеополюсов свидетельствуют о том, что формирование многочисленных мало-мощных даек и жил козьвитов и щелочных сиенитов среди пород двух разновидностей ультрабазитов – дунитов и клинопироксенитов – ядерной части массива происходило одновременно в раннемеловое время и является следствием мезозойской тектономагматической активизации, охватившей Сибирскую платформу, Алданский щит и массив.

По палеомагнитным полюсам, рассчитанным для двух наиболее древних разновидностей ультрабазитов массива Кондер, возраст самого массива оценивается автором настоящей работы как позднерифейский. При этом следует отметить, что вывод об одновременности образования дунитов и клинопироксенитов массива и об их позднерифейском возрасте противоречит мнению исследователей [например, 32], относящих только дуниты к докембрийским образованиям, а клинопироксениты – к мезозойским продуктам переработки дунитов, возникшим при воздействии на них высокотемпературной основной магмы в зонах их контакта. Этот тезис об одновременности кристаллизации дунитов и клинопироксенитов в докембрии нашел свое подтверждение в единственной на настоящее время работе [16], посвященной исследованию особенностей распределения элементов платиновой группы в дунитах и клинопироксенитах двух концентрически-зональных массивов Алданского щита (Кондера и Инагли). В этой работе автор указывал на необходимость выделения этих двух разновидностей ультрабазитов в составе единой докембрийской интрузивной фазы. Вывод об

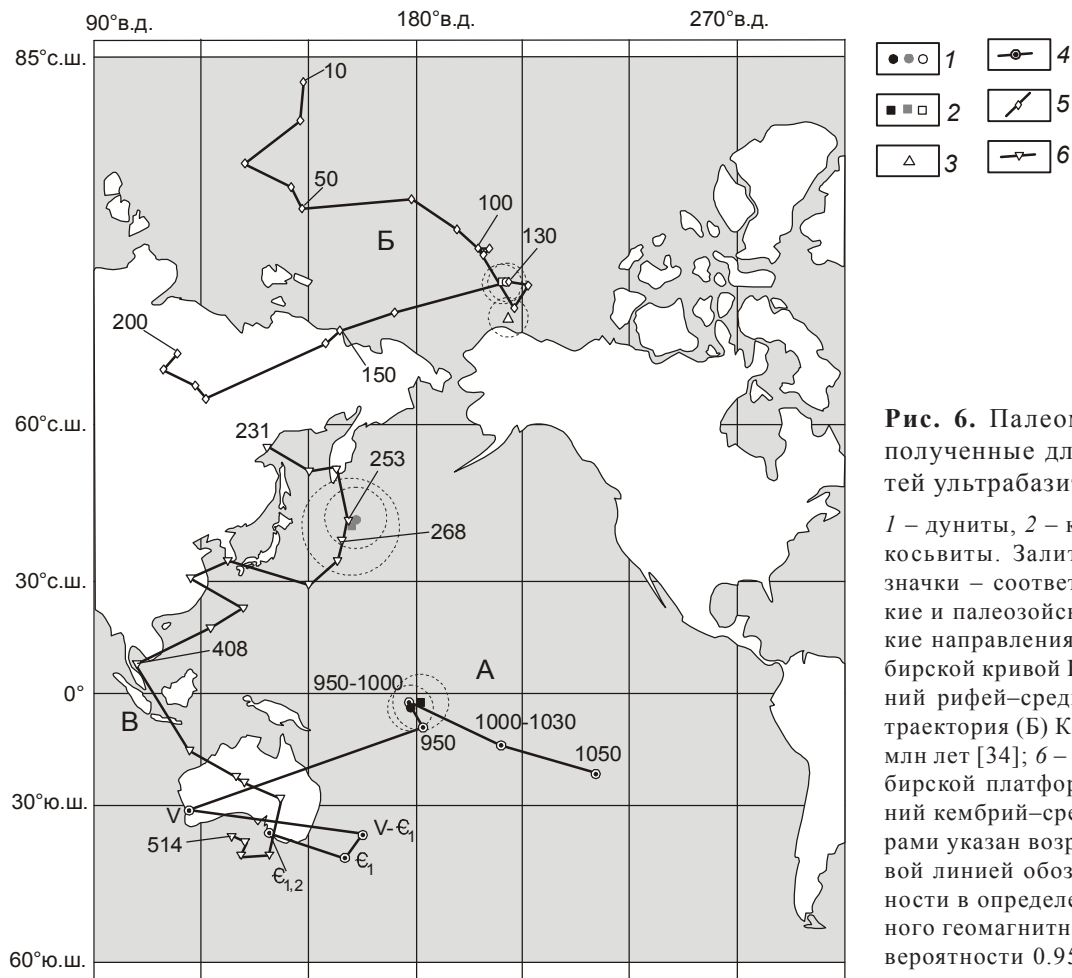


Рис. 6. Палеомагнитные полюсы, полученные для трех разновидностей ультрабазитов массива Кондер.

1 – дуниты, 2 – клинопироксениты, 3 – косцевиты. Залитые (черные и серые) значки – соответственно, докембрийские и палеозойские, полые – мезозойские направления; 4 – фрагмент (А) сибирской кривой КМП в интервале поздний рифей–средний кембрий [23]; 5 – траектория (Б) КМП для Евразии за 200 млн лет [34]; 6 – фрагмент (В) КМП Сибирской платформы в интервале поздний кембрий–средний триас [30]. Цифрами указан возраст, млн лет. Штриховой линией обозначены круги погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 0.95.

отличии возраста косцевитов от возрастов дунитов и клинопироксенитов противоречит представлениям Г.В. Андреева [2] и М.П. Орловой с соавторами [19], которые придерживались в своих работах тезиса о равенстве возрастов всех трех разновидностей кондерских ультрабазитов и относили их образование к мезозойскому периоду активизации Алданского щита. В основе этих представлений лежат возрастные определения (порядка 150–120 млн лет), полученные К-Аг методом.

Палеополюсы, вычисленные по характеристическим компонентам намагниченностей, выделенным у ничтожно малого количества образцов дунитов и клинопироксенитов, имеющих юго-восточные направления с крутыми (>55°) наклонениями (совокупности “б-II” и “д-II” в табл. 2), близки друг к другу. Они лежат в непосредственной близости от палеополюсов ранней и поздней перми Сибирской платформы [30]. Наличие в коллекциях образцов двух разновидностей ультрабазитов (дунитов и клинопироксенитов) из центральной части массива, имеющих векторы NRM юго-восточного и северо-восточ-

ного направлений с крутыми наклонениями, является, по мнению автора, свидетельством того, что Кондер претерпел за время своего существования палеозойскую и мезозойскую посткристаллизационные активизации. Последствия палеозойского этапа в ультрабазитах были почти полностью уничтожены результатами произошедшей затем мезозойской активизации. Этим, по-видимому, и объясняется малое число образцов с NRM юго-восточного направления, имеющими крутые (>55°) наклонения. Так, из 100 исследованных автором ориентированных образцов дунитов всего у 6 выделяются устойчивые компоненты NRM юго-восточного направления с крутыми наклонениями, из 45 изученных образцов клинопироксенитов – всего у 3-х.

Дополнительным свидетельством того, что Кондер претерпел два этапа (палеозойский и мезозойский) посткристаллизационной активизации, могут служить геохронологические определения, с одной стороны, порядка 150–120 млн лет, с другой стороны – определение в 250 млн лет, полученное для ультрабазитов массива К-Аг методом [13]. Еще

одним аргументом, свидетельствующим о палеозойском этапе активизации, являются данные о возрасте платиноидной минерализации, полученные Re-Os методом для одного из кондерских минералов платиновой группы – иридомина, – извлеченного из дунитов. Полученный для него изотопный возраст варьирует в интервале 370–260 млн л. [14]. То, что Кондер (по результатам палеомагнитного изучения ультрабазитов) претерпел мезозойскую активизацию, согласуется с мнением С.Н. Авдонцева и К.Н. Малича [1] о том, что окончательное становление Кондерского комплекса связано с мезозойской активизацией Сибирской платформы.

ВЫВОДЫ

Анализ результатов палеомагнитных исследований, выполненных на образцах всех трех разновидностей ультраосновных пород массива Кондер – дунитов, клинопироксенитов, косьвитов, – позволяет сделать следующие выводы:

1. Для части исследованных образцов выделены характеристические компоненты NRM, для которых были установлены первичность и термооста- точная природа происхождения. Они могут быть использованы для оценки возраста всех разновидностей ультраосновных пород.

2. Кристаллизация дунитов ядерной части массива и клинопироксенитов внешнего кольца, окаймляющего дуниты, по вычисленным для них координатам палеополюсов (соответственно, $P_{long} = 178^\circ$, $P_{lat} = -4^\circ$ и $P_{long} = 181^\circ$, $P_{lat} = -2^\circ$), происходила одновременно в позднем рифее.

3. Косьвиты не являются образованиями одного с дунитами и клинопироксенитами возраста; по полученным для них координатам палеополюса ($P_{long} = 206^\circ$, $P_{lat} = 71^\circ$) их возраст оценивается как раннемеловой.

4. Образование маломощных жильных и дайковых тел косьвитов и щелочных сиенитов в дунитах и подобных им тел щелочных сиенитов в клинопироксенитах массива происходило одновременно в раннем мелу.

5. Возраст массива на основании палеомагнитных данных по двум наиболее древним разновидностям ультраосновных пород – дунитов и клинопироксенитов – оценивается автором как позднерифейский.

Автор выражает искреннюю благодарность А.Н. Диденко за ряд полезных замечаний и ценных советов по статье.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционной программы Отделения Наук о Земле РАН № 7 и РФФИ (проект № 09-05-00223).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонцев С.Н., Малич К.Н. Геодинамическая модель образования массивов Кондерского комплекса // Геология и геофизика. 1989. № 7. С. 27–32.
2. Андреев Г.В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987. 76 с.
3. Архангельская В.В., Кац А.Г. Мезозойские магматические породы восточной окраины Алданского щита // Сов. геология. 1959. № 4. С. 67–82.
4. Архангельская В.В. Гетерогенные интрузивные массивы платформ и областей завершённой складчатости // Сов. геология. 1968. № 1. С. 36–45.
5. Гуревич Е.Л. Палеомагнетизм верхнедокембрийских толщ Иркутского амфитеатра, проблемы их корреляции и палеогеографического положения // Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии. Л.: ВНИГРИ, 1981. С. 11–22.
6. Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.
7. Ельянов А.А., Моралев В.М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Докл. АН СССР. 1961. Т. 141, № 3. С. 687–689.
8. Ельянов А.А., Моралев В.М. О возрасте массивов ультраосновных-щелочных пород Алданской и Южноверхолян- ской провинций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 10. С. 15–23.
9. Ельянов А.А., Андреев Г.В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. Но- восибирск: Наука. 1991. 168 с.
10. Емельяненко Е.П., Масловский А.Н., Залищак Б.Л. и др. Закономерности размещения рудной минерализации на Кондерском щелочно-ультраосновном массиве // Геологи- ческие условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 100–113.
11. Жилиева В.А., Колесников Л.В., Петрова Г.Н. О частич- ном самообращении термоостаточной намагниченности у природных ферримангнетиков ряда $FeFe_2O_4-Mg_2TiO_4$ // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 10. С. 59–71.
12. Каретников А.С. О возрасте клинопироксенитов и косьви- тов массива Кондер (по палеомагнитным характери- стикам) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 5. С. 588–599.
13. Каретников А.С. К проблеме определения возраста масси- ва Кондер // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 4. С. 76– 83.
14. Костянов А.И. Модельный Re-Os возраст платиновых минералов // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40, № 6. С. 545–550.
15. Малич К.Н. Типоморфизм и платиноносность ферриши- пинелидов Кондерского ультраосновного массива // Зап. ВМО, 1989. Вып. 3. С. 35–42.
16. Малич К.Н. Особенности распределения элементов пла- тиновой группы в породах ультраосновных массивов Алданского щита // Геохимия. 1990. № 3. С. 425–429.
17. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, ге- незис). СПб.: ВСЕГЕИ. 1999. 296 с.
18. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно- ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.

19. Орлова М.П., Авдеева О.И., Федорова И.В., Яковлева Л.В. Новые данные по радиологическому датированию Кондерского массива и вмещающих его пород (восточная часть Алданского щита) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 3. С. 677–680.
20. Орлова М.П. Геологическое строение и генезис Кондерского ультрамафитового массива (Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 1991. Т. 20, № 1. С. 80–88.
21. Павлов В.Э., Галле И. Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии в конце мезопротерозоя по палеомагнитным данным // Геотектоника. 1999. № 6. С. 16–28.
22. Павлов В.Э., Галле И., Шацилло А.В. Палеомагнетизм верхнерифейской лахандинской серии Учуро-Майского района и гипотеза позднепротерозойского суперконтинента // Физика Земли. 2000. № 8. С. 23–34.
23. Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю. и др. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26–41.
24. Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
25. Пушкарев Ю.Д., Костянов А.И., Орлова М.П., Богомолов Е.С. Особенности Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, Re-Os и K-Ag изотопных систем в Кондерском массиве: мантийный субстрат, обогащенный платиноидами // Региональная геология и металлогения. 2002. № 16. С. 80–91.
26. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
27. Соловьев И.Л. Вибрационный магнитометр с магнитной подвеской // Магнитные свойства минералов и проблемы палеомагнетизма и петромагнетизма. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 186–191.
28. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 527 с.
29. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 252 с.
30. Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: Изд-во ВНИИГРИ, 1991. С. 154–176.
31. Шнай Г.К. Гетерогенность дунитов в ультраосновных-щелочных массивах (на примере Инаглинского массива) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 23–35.
32. Шнай Г.К., Куранова В.Н. Новые данные о возрасте дунитов в сложных массивах ультраосновного-щелочного состава // ДАН СССР. 1981. Т. 261, № 4. С. 950–952.
33. Шолпо Л.Е., Лузянина Э.Н. Метод изучения температурной предыстории горных пород // Магнетизм горных пород. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1974. С. 71–78.
34. 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 // Journal of Geophysical Research, 1991. V. 96, N B3, P. 4029–4050.
35. Cabri L.-J., Stern R.A. and Gzamanske G.K. Osmium isotope measurements of Pt-Fe alloy placer nuggets from the Konder intrusion using a Shrimp II ion microprobe // 8th International Platinum Symposium. Abstracts. 28 June-3 July 1998. Johannesburg. The South African Institute of Mining and Metallurgy. Sympos. Ser. S18. P. 55–58.
36. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. Rog. Astron. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.
37. Pisarevsky S.A., Gurevich E.L., Khramov A.N. Paleomagnetism of Lower Cambrian sediments from the Olenek river section (northern Siberia): paleopoles and the problem of magnetic polarity in the Early Cambrian // Geophys. J. Int. 1997. N 130. P. 746–756.
38. Van der Voo R. Paleomagnetism of the Atlantic Tethys and Lapetus oceans. Cambridge Univ. Press. 1993. 411 pp.
39. Zijdeveld J.D. A. c. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in paleomagnetism / Ed. D.W. Collinson, K.M. Kreer. Amsterdam: Elsevier Publ. Co. 1967. P. 254–286.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

A.S. Karetnikov

Paleomagnetism of ultrabasites in the Konder massif and its age assessment

Petro- and paleomagnetic study of ultrabasic rocks (dunites, clinopyroxenites, koswites) was carried out in the Konder massif. The arguments in favor of the priority and thermal remanence nature of the distinguished characteristic magnetization components are given. The calculated paleomagnetic pole coordinates are the following: a) $Plat = -4^\circ$, $Plong = 178^\circ$, $d_p = 5^\circ$, $d_m = 8^\circ$, for dunites; b) $Plat = -2^\circ$, $Plong = 181^\circ$, $d_p = 6^\circ$, $d_m = 10^\circ$, for clinopyroxenites; c) $Plat = 71^\circ$, $Plong = 206^\circ$, $d_p = 5^\circ$, $d_m = 6^\circ$, for koswites. Based on paleomagnetic and petromagnetic data, the age of dunites and clinopyroxenites is presumed to be Early Proterozoic; and that of koswites, Early Cretaceous. Generally, the massif is dated as Early Neoproterozoic (1000–950 Ma).

Key words: paleomagnetic studies, ultrabasites, petrographic analysis, poles, the age of the massif, Konder, the Aldan Shield.