

ВОЗРАСТ И ГЕНЕЗИС ПЛАТИНОИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МАССИВА КОНДЕР: ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И РАДИОИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

А.С. Каретников

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН

680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65

E-mail:natali@itig.as.khb.ru

Поступила в редакцию 18 августа 2005 г.

Сопоставление возрастов кондерских платиноидов и самого ультрамафитового массива позволяет утверждать, что платиноидная минерализация сформировалась на Кондерском массиве в результате роста минералов платиновой группы на позднемагматической (палеозойской) стадии его становления. Возраст массива оценивался через возрастное значение, установленное по палеомагнитным характеристикам дунитов – одной из двух наиболее древних разновидностей его ультрабазитов. Возраст минералов платиновой группы определялся датировками, полученными для иридомина (одного из минералов группы кондерских платиноидов) с помощью Re-Os изотопной систематики. В работе также обсуждается одна из возможных причин образования самых крупных (уникальных) платиновых самородков массива.

Ключевые слова: *палеомагнитные характеристики, ультрабазиты, радиоизотопные определения, минералы платиновой группы.*

AGE AND GENESIS OF THE PLATINOID MINERALIZATION OF THE KONDEUR MASSIF: PALEOMAGNETIC AND RADIOISOTOPE DATA

A.S. Karetnikov

Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch of RAS

Comparison of the age of the Kondeur platinoids with that of the ultramafite complex allows us to assert that platinoid mineralization of the Kondeur Massif has been formed as a result of growth of the minerals of platinum group at the late magmatic (Paleozoic) stage of its development. The age of the Massif was estimated by the age value, determined from paleomagnetic characteristics of dunites as one of the most ancient types of its ultrabasites. The age of the minerals of platinum group was established from datings obtained for iridosmine (one of the Kondeur platinoid group minerals) using Re-Os isotopic systematization. Besides the paper discusses one of the possible reasons for the formation of the largest (unique) platinum nuggets in the Massif.

Key words: *paleomagnetic characteristics, ultrabasites, radioisotope dating, minerals of the platinum group.*

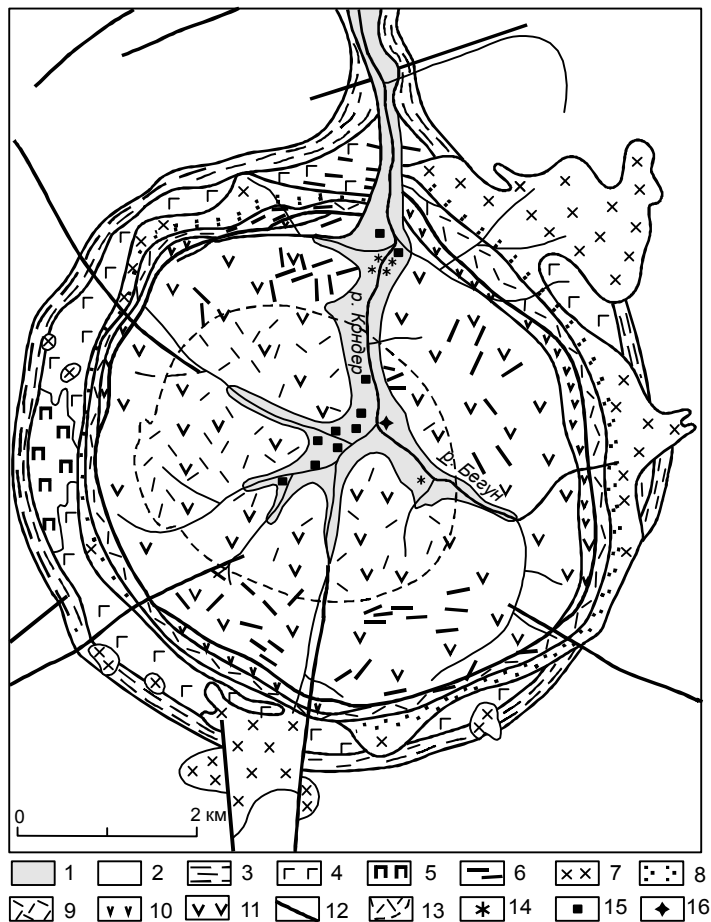
Введение

Генезис платиноидной минерализации массива Кондер продолжает оставаться дискуссионным [Пушкарев и др., 2002]. В настоящей работе с целью (1) обсуждения наиболее непротиворечивой модели образования и роста, (2) выяснения генезиса платиноидной минерализации на Кондерском ультрамафитовом массиве

использовались результаты сопоставления возрастных определений, установленных автором для ультрабазитов Кондера (по палеомагнитным характеристикам [Каретников, 2003, 2004а]), и датировок, полученных для платиноидных минералов (с помощью Re-Os изотопной систематики [Костянов, 1998]). Кроме того, в работе обсуждается возможная причина образования крупных (уникальных) самородков платины.

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кондерского массива (составили Г.В. Андреев, А.А. Ельников, А.Н. Мильто, с небольшими изменениями А.С. Каретникова) с указанием мест обнаружения уникальных самородков платины (весом более 1,5 кг) и самородков, сохранивших в значительной степени кристаллическую форму.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2, 3 – верхний протерозой: 2 – омнинская свита (алевролиты и аргиллиты ороговикованные), 3 – эннинская свита (алевролиты и песчаники ороговикованные); 4 – архей, утукачанская свита (высокоглиноземистые и гиперстенсодержащие гнейсы, кварциты, мраморы); 5 – позднеархейские пегматоидные граниты; 6-11 – образования Кондерского массива: 6 – щелочные пегматиты, 7 – диориты, диорит-сиениты, 8 – меланократовые габброиды, 9 – косьвиты, титаномagnetит-биотит-пироксеновые и титаномagnetит-амфибол-пироксеновые породы (поля линзовидных тел и даек), 10 – клинопироксениты, 11 – дуниты; 12 – разломы; 13 – поле интенсивного развития жильных и дайковых тел косьвитов в центре массива; 14 – места обнаружения уникальных самородков платины с поперечником в несколько сантиметров и весом более 1,5 кг; 15 – участки скопления платиновых самородков, сохранивших в значительной степени кристаллическую форму (по [Сушкин, 1995]); 16 – точка изучения контакта дунитов с маломощной (до 10 см) жилой косьвитов.



Геологическое строение массива

Кондерский массив (географические координаты – 57°36' с.ш. и 134°37' в.д.) расположен в юго-восточной части Сибирской платформы (восточная часть Алданского щита), в бассейне р. Май, в междуречье ее левых притоков Омни и Маймакана. Породы массива обнажаются среди архейских метаморфических комплексов и перекрывающих их терригенных отложений верхнепротерозойского возраста. Массив в плане имеет правильную округлую форму диаметром около 7,5 км, нарушающуюся двумя апофизами диоритов на юге и на северо-востоке. Строение массива концентрически-зональное, характеризующееся наличием центрального ядра и окружающей его оторочки, состоящей из концентрически замкнутых колец, сформированных породами разного со-

става (рис. 1). Центральная часть, сложенная дунитами, доминирующими над остальными породами, составляет вместе с другими ультраосновными породами до 90 % площади массива на современном эрозионном срезе. Дуниты образуют изометричное 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 вокруг дунитового ядра мощностью до 500 м. 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. Значительная часть крупного поля косьвитов в центре массива и большинство их мелких тел

скрыты почвенно-растительным покровом. Их границы были уточнены по результатам визуальной наземной съемки. Среди косцвитов 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, представленные щелочными нефелин-сиенитовыми пегматитами, и секущие его ультраосновные породы.

Проблема определения возраста массива Кондер

Вопрос о возрасте Кондерского массива до последнего времени остается открытым. По прямым геологическим наблюдениям через взаимоотношения пород массива с вмещающими толщами возраст массива определяется лишь как послепархейский [Ельянов, Андреев, 1991]. Кроме того, неоднократно предпринимались попытки определения возраста Кондерского массива изотопными методами. Все они опирались на К-Аг метод, за единственным исключением [Пушкарев и др., 2002]. В данной работе приведены датировки, полученные для ультрабазитов Кондера с помощью Sm-Nd и Rb-Sr методов. Следует заметить, что результаты К-Аг метода отличаются большим разбросом значений как для ультраосновных (от 50 до 650 млн. лет), так и для щелочных (от 70 до 340 млн. лет) пород [Ельянов, Моралев, 1961, 1973; Орлова и др., 1978; Андреев, 1987; Некрасов и др., 1994;]. Кроме того, этот метод обладает применительно к ультраосновным породам двумя существенными недостатками, приводящими либо к удревнению пород [Афанасьев, Борисевич, 1966; Афанасьев, 1966], либо к получению значений возраста меньше действительных [Богомолов, 1964; Морозова и др., 1977]. Результаты же, полученные с помощью Sm-Nd метода для тех же ультраосновных пород, не согласуются с изохронной моделью, а Rb-Sr изохронный возраст по валовым пробам характеризуется большой неопределенностью (119 ± 160 млн. лет) [Пушкарев и др., 2002]. И у самих авторов этих материалов в настоящее время нет уверенности, отражает ли возрастное определение, полученное по биотиту из ультраосновной породы Кондера (~ 120 млн. лет), которое они считают наиболее точным и геохимически достоверным, время образования

гипербазитового ядра или время «биотитизации ультрамафитов под воздействием более молодых щелочных пород» [Пушкарев и др., 2002, с. 83].

В настоящее время возраст массива обычно оценивается по возрасту его дунитов [Андреев, 1987, и др.], самой распространенной [Андреев, 1987] и одной из двух наиболее древних [Каретников, 2004а] разновидностей его ультрабазитов. Здесь необходимо отметить, что вплоть до последнего времени относительно возраста пород массива и его составляющих (в том числе и дунитов), существуют, как минимум, две точки зрения. Согласно первой, и ультраосновные, и щелочные породы, отмеченные на Кондере, являются образованиями единого магматического цикла мезозойского возраста. Обоснованием этого служат радиоизотопные определения (порядка 120-150 млн. лет), выполненные с помощью К-Аг [Ельянов, Моралев, 1961, 1973; Орлова и др., 1978], а также Sm-Nd и Rb-Sr [Пушкарев и др., 2002] методов для основных, ультраосновных и щелочных пород в целом и для мономинеральных фракций из этих пород. Согласно другой точке зрения, дуниты являются докембрийскими образованиями, щелочные породы – образованиями мезозойского возраста, а клинопироксениты – продуктами переработки дунитов также мезозойского возраста [Шнай, 1980; Шнай, Куранова, 1981]. Все вышеперечисленное привело автора настоящей публикации, как и некоторых других исследователей [Андреев, 1987; Ельянов, Андреев, 1991; Богомолов, 1964; Некрасов и др., 1994], к заключению о невозможности определения возраста ультраосновных пород массива (да и массива в целом) подобными изохронными методами. С другой стороны, не имеется достаточных доказательств, свидетельствующих о древнем докембрийском возрасте массива. Это и заставило автора в поисках ответа на вопрос о возрасте ультраосновных пород массива (и самого массива) обратиться к возможностям других методов, в частности, к палеомагнитному, что и было выполнено с целью определения возраста кондерских ультрабазитов, а также самого массива [Каретников, 2001, 2004а].

Возрастные определения, используемые в работе, и их анализ

В настоящей работе для оценки возраста массива Кондер используются материалы

Палеомагнитные характеристики ультрабазитов массива Кондер

Порода	Группа	Количество определений	Способ определения	Полярность	D_{cp}°	I_{cp}°	K	α_{95}°	Λ°	Φ°	θ_1°	θ_2°
Дуниты	а	24	Т-размагничивание	N	133	36	18	7	178	-4	8	5
	б	31	-«-	N	28	73	91	3	206	75	5	4
	в	6	-«-	N	115	78	92	6	163	44	11	11
Клинопироксениты	г	11	-«-	N	129	35	24	8	181	-2	10	6
	д	16	-«-	N	27	73	223	2	204	75	4	4
	е	3	-«-	N	125	77	62	10	161	39	19	18
Косьвиты	ж	17	-«-	N	35	73	102	3	206	71	6	5

Примечание. Т-размагничивание – терморазмагничивание до температуры 650°C; N – прямомагнитные образцы; D_{cp}° , I_{cp}° – склонение и наклонение среднего вектора In в современной системе координат; K – кучность распределения (разброс направлений In); α_{95}° – радиус круга доверия для уровня вероятности 0,95; Λ° , Φ° – долгота и широта Северного полюса Земли в эпоху образования In пород (относительно современной градусной сетки); θ_1° и θ_2° – полуоси овала погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 0,95.

авторских работ [Каретников, 2001, 2004a]. Основные результаты выполненного в них палеомагнитного исследования дунитов следующие:

1. Выделяются с помощью терромагнитного размагничивания (наиболее эффективный в данном случае вид магнитной чистки) три совокупности векторов стабильных компонент намагнитченности (In), кроме группы образцов, характеризующихся значительным (до 30 %) развитием процесса серпентинизации, с векторами компонент In, близкими к направлению перемагничивания современным геомагнитным полем. По характерным направлениям In, выделенным для этих трех совокупностей, вычислялись соответствующие координаты палеополюсов, через которые и устанавливались возрастные датировки. Вычисленные для кондерских дунитов, а также для двух других разновидностей ультрабазитов, координаты палеополюсов, приведены в табл. 1.

2. Намагнитченности совокупности образцов, отличающихся незначительным (до 5-7 %) развитием в них процесса серпентинизации, содержащие в своем составе стабильные компоненты юго-восточного направления с пологими наклонениями (группа «а» из 24 образцов со средним направлением In: $D_{cp} = 133^{\circ}$, $J_{cp} = 36^{\circ}$, табл. 1), имеют термоостаточную природу образования и могут рассматриваться как первичные, несущие в себе информацию о времени их кристаллизации. Палеополюс, вычисленный для характерной компоненты In

этого юго-восточного направления пологого наклонения, лежит в непосредственной близости от палеомагнитных полюсов позднерифейских силлов Учуро-Майского района [Павлов и др., 2002], а также от полюса, полученного по породе, близкой им по возрасту кандыкской свиты майской серии [Павлов, 1994]. В качестве стратиграфической основы здесь используется схема, представленная в объяснительной записке к геологической карте СССР масштаба 1 : 1 000 000 [Геологическая..., 1986]. Там же располагается и палеополюс, вычисленный для клинопироксенитов с намагнитченностями, содержащими в своем составе компоненты такого же, как и в случае дунитов, направления (группа «г» из 11 образцов, табл. 1), для которых также было доказано их термоостаточное происхождение. Это позволило сделать вывод о том, что кристаллизация дунитов ядерной части массива и клинопироксенитов оторочки, опоясывающей эти дуниты, происходила одновременно в позднем рифее, а значит и возраст Кондерского массива, как минимум, позднерифейский.

3. Намагнитченности образцов дунитов (отобранных из зон их контактов с косьвитами и щелочными дайками), в составе которых термочисткой были выделены стабильные компоненты северо-восточного направления с крутыми наклонениями (группа «б» из 31 образца со средним направлением In: $D_{cp} = 28^{\circ}$, $J_{cp} = 73^{\circ}$, табл. 1), содержат информацию о времени об-

разования в них жильных и дайковых тел козьвитов и щелочных пегматитов. Палеополус, вычисленный для характерной намагниченности северо-восточного направления крутого наклона, лежит вблизи от палеомагнитного полюса, полученного для раннего мела Евразии [Besse, Courtillot, 1991]. Там же располагается палеополус, вычисленный для клинопироксенитов, контактирующих со щелочными пегматитами и имеющих намагниченности, содержащие в своем составе компоненты подобного направления (группа «д» из 16 образцов, табл. 1). Это указывает на то, что формирование многочисленных даек и жил козьвитов, щелочных сиенитов и их пегматитов в дунитах ядерной части массива, а также подобных жильных тел щелочных сиенитов и их пегматитов в клинопироксенитах оторочки, опоясывающей ядерную (дунитовую) часть массива, происходило в раннемеловое время. Подобное заключение подтверждается результатом, полученным для еще одной разновидности кондерских ультрабазитов-козьвитов, поскольку полученные для них (группа «ж» из 17 образцов, табл. 1) координаты палеополуса близки к координатам палеополусов, вычисленным по характерным намагниченностям северо-восточного направления, выявленным магнитной чисткой для двух других разновидностей кондерских ультрабазитов. Следует отметить, что формирование многочисленных даек и жил в ультрабазитах массива сопровождается развитием в самих ультрабазитах, отобранных на контактах (и вблизи) с ними, наложенного процесса метасоматоза [Каретников, 2003] и является следствием мезозойской тектоно-магматической активизации. Это подтверждается, по мнению автора настоящей публикации, изотопными датировками, полученными с помощью К-Аг метода для нефелин-сиенитовых пегматитов, секущих ультраосновные породы центральной части массива [Орлова и др., 1978]. Утверждение о том, что Кондер претерпел мезозойскую активизацию согласуется с мнением С.Н. Авдонцева и К.Н. Малича [Авдонцев, Малич, 1989] о связи окончательного становления Кондерского комплекса с мезозойской активизацией Сибирской платформы, на что, по их мнению, указывают геохронологические данные, полученные К-Аг методом (определения порядка 120-150 млн. лет).

4. Палеополус, вычисленный по характерной намагниченности третьей совокупности

векторов компонент юго-восточного направления крутого наклона (группа «в» из 6 образцов со средним направлением I_n : $D_{cp} = 115^\circ$, $J_{cp} = 78^\circ$, табл. 1) и располагающийся рядом с палеополусами, полученными для поздней и ранней перми Сибирской платформы [Храмов, 1991], является свидетельством того, что Кондер претерпел, ранее мезозойской, еще и палеозойскую активизацию. Стабильные компоненты юго-восточного направления крутого наклона выделяются и у клинопироксенитов (из 45 исследованных образцов выделяются у 3-х). Палеополус, вычисленный по характерной намагниченности совокупности подобного направления (группа «е» из 3 образцов, табл. 1), располагается также вблизи позднераннепермских полюсов Сибирской платформы. Еще одним доводом в пользу возможного палеозойского этапа посткристаллизационной активизации на массиве является и величина модельного Re-Os возраста, полученная для иридосмина – одного из минералов группы платиноидов, извлеченного из сростков самородных платиновых минералов в кондерских дунитах [Костоянов, 1998].

Таким образом, суммируя результаты выполненного для кондерских дунитов палеомагнитного исследования, можно сделать вывод, что возраст массива Кондер позднепермский. И именно это определение используется в настоящей работе как возраст ультрамафитового массива Кондер.

Для оценки возраста рудных минералов платиновой группы из кондерских дунитов используются возрастные датировки, полученные для иридосмина – одного из этих минералов – с помощью Re-Os изотопной систематики [Костоянов, 1998]. Она в последнее время получает все большее распространение для определения абсолютного возраста платиноидной минерализации, а также вмещающих минералы платиновой группы ультраосновных пород. Данная методика обладает очевидным преимуществом перед другими изотопно-геохимическими системами (например, Rb-Sr, Sm-Nd), состоящим в том, что полученная на ее основе информация с наибольшей корректностью может «быть распространена на все благородные металлы, поскольку дочерний изотоп этой системы сам принадлежит к платиноидам» [Костоянов, Пушкарев, 1996]. Для определения модельного Re-Os возраста платиновых минералов массива использовалось отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ [Ко-

стоянов, 1998]. При этом, по мнению А.И. Костоянова, для получения достоверных определений возраста платиноидной минерализации с помощью Re-Os систематики должны выполняться несколько условий, а именно:

1. Источником вещества платиновых минералов должна быть мантия, т.е. величина отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ должна свидетельствовать о мантийности источника платиновой минерализации.

2. Та же величина для минералов платиновой группы в посткристаллизационный период не должна изменяться.

3. Образование рудных минералов должно происходить в магматическом расплаве сразу же после его отделения от мантийного источника.

Действительно, для кондерских образцов было установлено, что величина отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ свидетельствует о мантийности источника платиновой минерализации и величина возраста, рассчитанная для этого отношения, оказалась равной 340 ± 24 млн. лет [Костоянов, 1998; Костоянов и др., 1998; Малич, 1999]. Однако следует обратить внимание на то, что в Re-содержащих минералах рений и изотоп ^{187}Os отличаются высокой миграционной способностью, а в окислительной обстановке вообще легко выносятся [Калинин и др., 1975]. На эту их особенность указывали, в частности, и В.Г. Лазаренков с И.В. Таловиной [Лазаренков, Таловина, 2001]. Об этом свидетельствуют, по мнению автора данной публикации, материалы работы по определению изотопного состава Os в осмиевых минералах альпинотипных ультрабазитов через отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ [Костоянов и др., 1995]. Были получены результаты, отличающиеся от оценки современного $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в мантии, как в большую, так и в меньшую сторону. Здесь следует отметить, что вариации $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, являясь результатом радиоактивного распада ^{187}Re [Костоянов, 1998], обусловлены изменением содержания именно радиогенного ^{187}Os . Отклонения в меньшую сторону объяснялись: 1) различием времени закрытия соответствующей Re-Os изотопной системы и ее внедрения (в случае предположения, что массивы являются протрузиями); 2) возможностью смешения кристаллов осмиридов из разновозрастных пластин (в случае массивов меланжевого типа). Для объяснения отклонения в большую сторону (случай выявления осмиридов, аномально обо-

гащенных изотопом ^{187}Os) предлагалась модель контаминации коровым осмием вещества мантии, хотя авторами этих материалов неоднократно подчеркивалось, что достоинством данной методики является практическая нечувствительность осмиевых минералов «к коровой контаминации из вмещающих пород вследствие очень низкой концентрации Os в последних» [Костоянов и др., 1995]. При этом способ расчета возраста платиновых минералов с помощью Re-Os систематики через отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ предполагает соблюдение постоянства этой величины в МПГ [Костоянов, 1998]. И действительно, для пяти выполненных для МПГ Кондерского массива и представленных [Костоянов, 1998; Малич, 1999] определений свойственен незначительный разброс значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, т.е. в случае массива Кондер второе условие корректности Re-Os способа датирования для платиновых минералов, во всяком случае, для этих пяти представленных возрастных определений, вроде бы выполняется. И наконец, дискордантность между упоминавшимся выше определением, полученным по биотиту из ультраосновной породы Кондера (~ 120 млн. лет), и установленным Re-Os возрастом платиноидной минерализации в ней (~ 340 млн. лет), по мнению авторов этих материалов, соответствует различию между временем формирования массива и временем кристаллизации платиновых минералов. В качестве объяснения дискордантности было высказано предположение, что кристаллизация кондерских МПГ происходила в мантии до ее плавления, и начальный расплав исследуемого массива представлял собой гетерогенную смесь жидкой и твердой фаз, в составе твердой фазы которой и были платиновые минералы. Подобное объяснение дискордантности находится в противоречии с высказанным выше предположением, поскольку в этом случае не выполняется третье обязательное условие получения достоверных данных с помощью Re-Os изотопной систематики, а именно то, что образование МПГ должно происходить в магматическом расплаве сразу же и только после отделения его от мантийного источника.

Представляется, что в случае массива Кондер можно говорить с определенной долей уверенности лишь о возрасте МПГ, когда речь идет о модельном Re-Os возрасте. Не следует связывать возраст МПГ с возрастом вмещающих их ультрабазитов, как это предлагает,

К.Н. Малич [1999], на основании возрастных датировок, полученных с помощью Re-Os систематики, и с одной из критических эпох развития чехла Сибирской платформы – заключительной стадией среднепалеозойского тектоно-магматического цикла [Малич, 1975]. Этот вывод о связи образования Кондерского массива (и вообще клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири) со среднепалеозойской активизацией, вызывает большие сомнения и опровергается приведенными выше результатами палеомагнитного исследования кондерских ультрабазитов [Каретников, 2001, 2004а]. Кроме того, необходимо отметить, что именно массив Кондер претерпел несколько этапов воздействия посткристаллизационной активизации [Каретников, 2004б], что должно было сказаться и сказалось на значениях модельных возрастов МПГ, полученных с помощью Re-Os метода. Об этом свидетельствует диапазон изменения их датировок (от 260 до 370 млн. лет) [Костянов, 1998; Костянов и др., 1996, 1998; Малич, 1999].

Обсуждение генезиса платиноидной минерализации массива Кондер

Генезис МПГ Кондерского массива рассматривается в настоящей работе с позиции трех главных моделей рудного процесса: 1) магматическая кристаллизация и метасоматоз на месте, по уже сформировавшимся породам; 2) рост МПГ на позднемагматической стадии формирования массива; 3) мантийно-метасоматический рудогенез, с последующим выведением на уровень коры рудоносных блоков мантийного вещества в виде протрузий. При такой широте представлений выбор адекватной модели рудного процесса, как отмечено в уже упоминавшейся выше работе [Пушкарев и др., 2002], определяется, наряду с идентификацией источников магмы и рудного вещества, соотношением между возрастными рудных и породообразующих минералов. Для массива Кондер выбор модели платиноидной минерализации должен определяться соотношением между возрастными самого ультрамафитового массива и рудной минерализации на нем, поскольку именно с массивом Кондер генетически связано одноименное платиновое месторождение, для которого наиболее высокие содержания минералов платиновой группы приурочены к дунитам [Рожков и др., 1962].

В настоящей работе, несмотря на использование возрастных определений, полученных для породообразующих и рудных минералов разными методами и на разных коллекциях, все же проводится их сопоставление. Это оправдывается тем обстоятельством, что возраст и кондерских породообразующих, и рудных минералов определялся, соответственно, для дунитов и иридоосминов (минералов группы платиноидов), которые, в свою очередь, содержатся в дунитах. Обоснованность такого сопоставления повышается тем обстоятельством, что в последнее время появилась еще одна точка зрения (о ней сказано выше) на возраст массива, согласно которой модельный Re-Os возраст, полученный для кондерских иридоосминов, характеризует время образования не только платиноидов, но «и, весьма вероятно, главных вмещающих их источников – дунитов...» [Малич, 1999, с. 250].

Очевидно, что при совпадении возрастов породообразующих и рудных минералов (иначе говоря, возрастов массива и основной фазы рудообразования в нем) речь может идти о первой из перечисленных выше моделей – модели магматической кристаллизации и метасоматоза на месте по уже сформировавшимся породам [Семенов и др., 1997]. В другом крайнем случае, когда возраст породообразующих минералов дунитов массива меньше возраста рудных минералов [Пушкарев и др., 2002], речь уже может идти, по всей вероятности, о мантийно-метасоматическом рудогенезе с последующим выведением на уровень коры рудоносных блоков мантийного вещества в виде протрузий [Авдонцев, Малич, 1992].

Возраст массива Кондер (как было сказано выше) обычно оценивается в настоящее время по возрасту его дунитов [Андреев, 1987, и др.]. При выборе наиболее непротиворечивой для этого массива модели рудного процесса автор воспользовался сопоставлением возрастов породообразующих и рудных минералов этой самой распространенной [Андреев, 1987] и одной из двух наиболее древних [Каретников, 2004а] разновидностей его ультрабазитов. Для оценки возраста массива Кондер в данной работе используется определение, установленное для дунитов по их палеомагнитным характеристикам. Согласно этому определению возраст массива, как минимум, позднерифейский [Каретников, 2004а]. Возраст платиноидной минерализации массива по датировкам, установ-

Пример изменения магнитных характеристик и направлений стабильных компонент намагниченностей образцов ультрабазитов (дунитов и косьвитов) из контакта косьвит-дунит

№ п/п	Порода, место отбора	Образец	Группа направлений	$\kappa \cdot 10^{-5}$ ед. СИ	In, мА/м	Стабильный вектор In				
						Способ выделения	Интервалы Т-чисток	n	D°	I°
1	Косьвит из жильного образования (центральная часть, устье р. Бегун)	К-355-А1	ж	4675	9960	Т-размагничивание	20÷600°С	8	34	71
	—«—	К-355-Б	ж	4838	7219	—«—	500÷600°С	4	36	69
2	Дуниты из контакта с косьвитом	К-355-В1	б	406	2323	—«—	20÷600°С	8	75	76
	Дуниты 2 см от контакта	К-355-В2	б	240	1215	—«—	20÷600°С	8	15	63
	Дуниты 5 см от контакта	К-355-В3	б	246	740	—«—	20÷600°С	8	45	65
	Дуниты 10 см от контакта	К-355-Г2	сп	314	850	—«—	20÷600°С	8	342	72
	Дуниты 15 см от контакта	К-355-Д2	а	379	2054	—«—	20÷600°С	8	106	24
	Дуниты 1 м от контакта	К-355-Ж	в	1778	3586	—«—	500÷600°С	4	136	77

Примечание: κ – магнитная восприимчивость, In – естественная остаточная намагниченность; n – число точек в интервалах Т-чисток; D°, I° – склонение и наклонение вектора In в современной системе координат; СП – группа векторов стабильных компонент In, близких к направлению перематничивания современным геомагнитным полем.

ленным в настоящее время с помощью Re-Os изотопной систематики для иридоосминов, извлеченных из сростков самородных твердых растворов [Костоянов, 1998], определяется как палеозойский [Костоянов, Пушкарев, 1996]. Сопоставление полученных для кондерских дунитов (по их палеомагнитным характеристикам) возрастных определений и датировок, установленных для рудных платиноидных минералов (с помощью Re-Os систематики), позволяет утверждать, что наиболее непротиворечивой моделью образования платиноидной минерализации Кондерского ультрамафитового комплекса является модель роста минералов платиновой группы на позднемагматической (палеозойской) стадии становления массива. При этом следует отметить, что Кондерское платиновое месторождение представляет собой пример месторождения, характеризующегося, как минимум, двумя важными особенностями, а именно: (1) полихронностью магматизма при его образовании и (2) химической спецификой магматизма. Вторая особенность месторождения связана с уникальным составом магмы (из которой и кристаллизовались дуниты – самая распространенная разновидность ультраосновных пород массива, характеризующаяся наиболее высоким содержанием минералов платиновой группы) – ее насыщенностью рудны-

ми компонентами. Нас в первую очередь интересуют материалы, касающиеся дунитов. Прежде всего, в кондерских дунитах должен сохраниться и сохраняется, если исходить из палеомагнитных данных, полученных для них, результат последнего из возможных зафиксированных этапов воздействия посткристаллизационной активизации массива в виде стабильных, выделенных магнитной чисткой, компонент намагниченности определенного направления (группа «б» в табл. 1). Для Кондера таким последним этапом активизации является мезозойский [Каретников, 2001, 2003]. Свидетельством существования стабильных компонент In (в данном случае северо-восточного направления крутого наклона), по которым в дальнейшем вычислялись координаты мезозойского полюса, является приведенный в табл. 2 пример выделения у дунитов стабильной компоненты именно такого направления при изучении контакта дунитов с маломощной (до 10 см) жилой косьвитов (образцы К-355-В1,2,3). Дополнительным аргументом в пользу вывода о том, что последний этап активизации массива – мезозойский, служит, по мнению автора настоящей публикации, возрастное определение, полученное по биотиту из ультраосновной породы Кондера (~ 120 млн. лет) [Пушкарев и др., 2002]. Результатом активиза-

ции этого этапа, произошедшей в раннемеловое время, явилось образование жильных и дайковых тел косьвитов, щелочных сиенитов и их пегматитов в ультрабазитах центральной части массива. Образование жильных и дайковых тел в ультрабазитах, в свою очередь, сопровождалось развитием наложенного процесса метасоматоза в самих этих ультрабазитах на контактах с вышеперечисленными телами [Каретников, 2003]. При этом для Кондера, кроме мезозойского этапа активизации, выделяется еще один. Основанием для его выделения послужили два факта. Первый – наличие в изученной автором коллекции двух разновидностей ультрабазитов (дунитов и клинопироксенитов) образцов (таких как образец К-355-Ж в табл. 2) с векторами стабильных, выделенных терморазмагничиванием, компонент намагниченности юго-восточного направления крутого наклона (речь идет, соответственно, о группах «в» и «е» в табл. 1). Вычисленные по характерным намагниченностям этих двух совокупностей направлений палеополюсы располагаются вблизи от поздне-раннепермских палеополюсов, полученных для Сибирской платформы [Храмов, 1991]. Второй факт – возрастные датировки, установленные К-Аг методом для щелочных и ультраосновных пород массива (порядка 250-340 млн. лет) [Орлова и др., 1978; Ельянов, Андреев, 1991], а также величина модельного Re-Os возраста платиноидной минерализации в дунитах массива. Эти два факта свидетельствуют, что палеозойский этап действительно имел место, а также, по видимому, что возраст основной фазы оруденения палеозойский. При этом необходимо отметить следующее. Каждый из этих двух, выделенных именно для массива Кондер, этапов посткристаллизационной активизации сопровождался термическими воздействиями на его ультрабазиты.

Представляется, что этапов повторных термических воздействий на ультрабазиты массива, подобных двум, упомянутым выше, было больше. Причин, по которым не был получен результат, свидетельствующий о большем числе термических воздействий, две: (1) невозможность более детального отбора ориентированных образцов, для которых выделялись стабильные компоненты In определенного направления (этот отбор определялся на момент проведения полевых работ доступностью коренных образований массива); (2) возможность

уничтожения результатов ранних этапов активизации массива в процессе более поздней активизации. На такую возможность указывает следующий факт. Пермские палеомагнитные полюсы были вычислены для ничтожно малого числа образцов ультрабазитов. Из 100 исследованных образцов дунитов подобный полюс был получен для совокупности, состоящей всего из 6 образцов (группа «в» в табл. 1), из 45 образцов клинопироксенитов – для совокупности из 3-х (группа «е» в той же табл. 1). При этом необходимо отметить, что пермский полюс, например, для дунитов, был получен только (!) для образцов, отобранных из центральной «ослабленной» зоны массива. На современном эрозионном срезе она представляет собой зону интенсивного развития жильных и дайковых тел косьвитов, щелочных сиенитов и их пегматитов (рис. 1). Образование подобной «ослабленной» зоны в центральной дунитовой части массива связано с сокращением объема флюидного ультрамафитового расплава при его охлаждении и кристаллизации из него ультраосновных пород, что приводило к созданию в зоне их размещения определенных напряжений и возникновению кольцевых и радиальных разломов, ослабляющих ее. Дальнейшее термическое воздействие геотерм более молодой (по сравнению с возрастом массива) интрузии на дуниты этой «ослабленной» зоны способствовало увеличению концентрации рудных компонентов в них. Кроме того, оно приводило, наряду с перераспределением и перетолжением рудного материала в этих дунитах, к образованию у них же намагниченностей, содержащих в своем составе направления стабильных компонент, для которых вычисленные палеомагнитные полюсы и располагаются вблизи пермских полюсов, полученных для Сибирской платформы. В свою очередь, в изученных образцах ультрабазитов, отобранных автором на массиве из зоны, примыкающей к кольцевой оторочке, сформированной породами разного состава, намагниченности с подобными направлениями стабильных компонент In не выделяются. Это объясняется тем, что процесс формирования оторочки вокруг ультрабазитов центральной части массива, сформированной в мезозое, был достаточно продолжительным. Длительность ее образования составила первые десятки тысяч лет [Павлов, 1992] в отличие от кратковременного (по мнению автора настоящей публикации) образования

жильных и дайковых тел в центральной части массива. Это, по-видимому, и способствовало уничтожению результатов возможных ранних (в том числе и палеозойского) этапов активизации в ультрабазитах, отобранных из этой зоны, процессами более поздней (в данном случае мезозойской) активизации. В дунитах центральной части массива (при формировании в них жильных и дайковых тел) не были созданы условия, которые бы приводили к образованию намагниченностей обратной полярности с направлениями стабильных компонент, отличающимися на 180° , как это было в случае образования оторочки массива [Павлов, 1992]. Это связано, по-видимому, с кратковременностью термического воздействия на них дополнительных палеозойских геотерм. В данном случае термическое воздействие лишь привело к изменению величин магнитных параметров (магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности) образцов дунитов (табл. 2), непосредственно контактирующих с этими жильными и дайковыми образованиями и удаленных от них. Кроме того, к простому различию без смены полярности направлений ($< 180^\circ$) стабильных, выявленных магнитной чисткой, компонент намагниченности этих же образцов.

В заключение рассмотрим, что же собой представляет кондерская платина. Это изоферроплатина, представляющая собой природный сплав платины и железа [Сушкин, 1995]. Этот сплав содержит в качестве примеси редкие реликтовые включения твердых растворов Ir, Ru и других платиноидов, а также новообразования самородного осмия, сульфидов и интерметаллидов платиновых элементов [Костянов, 1998], содержание которых в общей массе платины не превышает первых процентов [Сушкин, 1995]. В общей россыпной массе шлиховой платины содержится значительное количество самородков, имеющих как овальную форму хорошо окатанной гальки, так и угловатую вплоть до самородков, хорошо сохранивших кристаллическую форму (в числе которых встречаются очень крупные – уникальные – с поперечником в несколько сантиметров), достигающее иногда 30 весовых процентов [Сушкин, 1995].

Представляется, что кондерский «платиновый» парагенез минералов, представленный Fe-Pt твердыми растворами, содержащими Ir, Os и другие платиноиды, является результатом неоднократного переотложения в дунитах

рудного вещества. Это переотложение, связанное с многоэтапностью (о которой было сказано выше) посткристаллизационной активизации на массиве, вызывает перераспределение и концентрацию рассеянных в дунитах рудных элементов и приводит, в конце концов, к формированию в них самородков. Последствия воздействий двух отмеченных выше (мезозойского и палеозойского) этапов активизации проявились на массиве в наибольшей степени в его центральной «ослабленной» дунитовой зоне, а также в зоне дунитов, примыкающей к опоясывающей их оторочке. Результатом температурных воздействий, сопровождающих несколько выделенных именно для Кондера этапов посткристаллизационной активизации, и явилось образование наиболее крупных (вплоть до уникальных) самородков именно в этих зонах массива. Не случайно все крупные платиновые самородки, найденные на Кондере и имеющие как овальную, так и в значительной степени хорошо сохранившуюся кристаллическую форму, были обнаружены в дунитах именно этих зон массива. Подавляющее большинство самых крупных (уникальных) самородков были найдены в дунитах зоны, примыкающей к кольцевой оторочке, опоясывающей центральную часть массива (рис. 1). Это связано с тем, что в образовании уникальных самородков играет существенную роль, кроме многократности температурного воздействия в периоды протекания этапов посткристаллизационной активизации, еще и их длительность. Длительность формирования оторочки, опоясывающей дуниты центральной части массива, вблизи которой и были обнаружены уникальные самородки, составляет, как уже отмечалось выше, первые десятки тысяч лет. Отсюда можно предположить, что одной из основных возможных причин, способствующих образованию уникальных самородков на Кондерском массиве, является длительность термического воздействия на дуниты во время протекания отдельных этапов активизации. Кроме того, можно предположить, что подобные наиболее крупные самородки на массиве Кондер при дальнейшей его эксплуатации будут найдены именно в этой зоне.

Выводы

Проведенный анализ возрастных датировок, полученных для порообразующих ми-

нералов с помощью различных изотопных систем (K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd) и установленных по палеомагнитным характеристикам кондерских ультрабазитов, а также результаты сопоставления этих датировок с возрастными определениями, полученными к настоящему времени для кондерских рудных платиноидных минералов с помощью Re-Os изотопной систематики, позволяют сделать следующие выводы:

1. Возраст массива Кондер по прямым геологическим наблюдениям и по радиологическим определениям, выполненным для его пород, не устанавливается.

2. Возраст массива Кондер определяется по палеомагнитным характеристикам дунитов как позднерифейский.

3. Возраст основной фазы рудообразования на массиве с использованием модельной Re-Os изотопной системы определяется как палеозойский.

4. Датировки, полученные для ультрабазитов с помощью различных изотопных систем, предполагающие либо их палеозойский, либо их мезозойский возраст, подтвержденные определениями, установленными по палеомагнитным характеристикам этих пород, отражают время не их первичной кристаллизации, а протекания двух выделенных для Кондера этапов посткристаллизационной активизации.

5. Сопоставление возрастных определений, полученных для кондерских ультрабазитов по их палеомагнитным характеристикам, и изотопных датировок, полученных для кондерских рудных платиноидных минералов с помощью Re-Os систематики, позволяет утверждать, что наиболее непротиворечивой моделью формирования платиноидной минерализации для массива Кондер является модель роста минералов платиновой группы на позднемагматической (палеозойской) стадии становления массива.

6. Платиноидная минерализация на массиве Кондер, приуроченная главным образом к его дунитам – следствие нескольких этапов перекристаллизации, приводящей к перераспределению и концентрации в дунитах рудного вещества, образовавшегося в процессе кристаллизации из магматического расплава, изначально обогащенного рудными элементами.

7. Одной из основных причин образования самых крупных платиновых самородков является длительность и многоэтапность формирования внешней зоны (оторочки) массива Кондер.

Список литературы

Авдонцев С.Н., Малич К.Н. Геодинамическая модель образования массивов Кондерского комплекса // Геология и геофизика. 1989. № 7. С. 27-32.

Авдонцев С.Н., Малич К.Н. Геодинамические условия формирования Кондерского массива // Тектонические основы прогнозно-металлогенических исследований. СПб: ВСЕГЕИ, 1992. С. 140-144.

Адреев Г.В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987. 76 с.

Афанасьев Г.Д. Особенности геологической интерпретации K-Ar возраста некоторых слюд, полевых шпатов и древних ультрабазитов // Докл. АН СССР. 1966. Т. 166. № 2. С. 417-420.

Афанасьев Г.Д., Борисевич И.В. Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 3. С. 3-15.

Богомолов М.А. О природе кристаллических сланцев и карбонатных пород вблизи Кондерского массива // Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М.: Наука, 1964. С. 32-57.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-52 (53) – Томмот. Л., 1986. 126 с.

Ельянов А.А., Андреев Г.В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. Новосибирск: Наука, 1991. 168 с.

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.

Ельянов А.А., Моралев В.М. О возрасте ультраосновных-щелочных пород Алданской и Южно-верхоянской провинций // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1973. № 10. С. 15-23.

Калинин С.К., Файн Э.Е., Егизбаева К.Е. Стабильный изотоп осмий-187. Алма-Ата: Наука. 1975. 96 с.

Каретников А.С. О возрасте массива Кондер (по палеомагнитным данным дунитов) // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. Хабаровск, 2001. С. 190-201.

Каретников А.С. Палеомагнитные характеристики и возраст ультрабазитов массива Кондер // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. Хабаровск, 2003. С. 276-291.

Каретников А.С. О возрасте клинопироксенитов и косьвитов массива Кондер (по палеомагнитным характеристикам) // Геология и геофизика. 2004а. Т. 45. № 5. С. 588-599.

Каретников А.С. Свидетельства палеозойской активизации на массиве Кондер // Закономерности строения и эволюции геосфер. Хабаровск, 2004б. С. 93-100.

ВОЗРАСТ И ГЕНЕЗИС ПЛАТИНОИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Костянов А.И. Модельный Re-Os возраст платиновых минералов // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 6. С. 545-550.

Костянов А.И., Мочалов А.Г., Пушкарев Ю.Д. Изотопный состав осмия в платиноидах альпинотипных гипербазитовых массивов Корякии в связи с проблемой оценки его современного изотопного состава в мантии // Тез. докл. XIV симпозиум по геохимии изотопов. М., 1995. С. 117.

Костянов А.И., Пушкарев Ю.Д. Датировки платиноидной минерализации с использованием Re-Os изотопной систематики // Закономерности эволюции земной коры: Тез. докл. Т. 2. СПб., 1996. С. 107.

Костянов А.И., Пушкарев Ю.Д., Малич К.Н. Re-Os изотопная систематика платиноидных россыпей Восточной Сибири // Металлогения, нефтегазосность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск, 1998. С. 145-146.

Лазаренков В.Г., Таловина И.В. Геохимия элементов платиновой группы. СПб: Горный институт им. Г.В. Плеханова, 2001. 266 с.

Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб: ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.

Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 214 с.

Морозова И.М., Никитина Л.П., Шуркина Л.К. и др. Изотопно-хронологические и кинетические исследования в зонах контактового метаморфизма (Алданский щит) // Проблемы геохронологии и геохимии изотопов. Л.: Наука, 1977. С. 4-29.

Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.

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.

Павлов В.Э. Палеомагнетизм среднего и верхнего рифея Учуро-Майского района. Автореф. канд. дисс. М., 1992. 24 с.

Павлов В.Э. Палеомагнитные полюсы Учуро-Майского гипостратотипа рифея и рифейский дрейф Алданского блока Сибирской платформы // Докл. РАН. 1994. Т. 336. № 4. С. 533-537.

Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю. и др. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблемы суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26-41.

Пушкарев Ю.Д., Костянов А.И., Орлова М.П., Богомолов Е.С. Особенности Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, Re-Os и K-Ar изотопных систем в Кондерском массиве: мантийный субстрат, обогащенный платиноидами // Региональная геология и металлогения. 2002. № 16. С. 80-91.

Рождков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боршанская С.С. Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 120 с.

Семенов В.С., Белецкий Б.В., Кольцов А.Б. и др. Метасоматиты расслоенного комплекса Луккулайс Ваара и связанная с ним платинотетральная минерализация // Петрология. 1997. Т. 5. № 2. С. 137-159.

Сушкин Л.Б. Характерные черты самородных элементов месторождения Кондер // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 5. С. 97-102.

Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИИГРИ, 1991. С. 154-176.

Шнай Г.К. Гетерогенность дунитов в ультраосновных-щелочных массивах (на примере Инаглинского массива) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 23-35.

Шнай Г.К., Куранова В.Н. Новые данные о возрасте дунитов в сложных массивах ультраосновного-щелочного состава // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261. № 4. С. 950-952.

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 // JGR. 1991. V. 96, № B3. P. 4029-4050.

Рецензент кандидат геол.-мин. наук И.А. Свяжина