

## Серпентинитовый пояс и хромитоносная интрузия Падос-тундра – обзор существующих представлений, новые данные и перспективы

Мокрушин А.В.<sup>1</sup>, Рундквист Т.В.<sup>1</sup>, Смолькин В.Ф.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, [mokrushin@geoksc.apatity.ru](mailto:mokrushin@geoksc.apatity.ru)

<sup>2</sup> Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН (ГГМ РАН), Москва

**Аннотация.** Серпентинитовый пояс – протяженная цепочка ультрамафических интрузий в юго-западной части Кольского региона, вблизи границы с Финляндией. Интрузии Серпентинитового пояса залегают согласно среди архейских гнейсов и амфиболитов. Интрузии Серпентинитового пояса сложены дунитами, гарцбургитами, ортопироксенитами и метаморфизованными разновидностями этих пород. Массив Падос-тундра – наиболее крупная интрузия среди слагающих Серпентинитовый пояс. Длина массива около 6 км, предполагаемая мощность от 1.5 до 2.1 км, площадь 13.41 км<sup>2</sup>. По данным геофизических исследований, по направлению падения массив прослеживается на глубину более 3.0 км. Дуниты, гарцбургиты и ортопироксениты слагают основной объем массива. Геохронологические исследования последних лет показали, что возраст пород массива Падос-тундра близок к возрасту палеопротерозойской рудномагматической системы северо-восточной части Балтийского щита, длительно развивавшейся 2.53–2.40 млрд. лет назад. В 90-е годы XX века на Падос-тундре было выявлено четыре горизонта вкрапленных хромитовых руд пластового типа, а также ряд линзовидных и столбообразных хромитовых рудных тел, установлены три парагенетические ассоциации хромшпинелидов. Рудопроявления хромита приурочены к дунитам или аподунитовым серпентинитам. Суммарные прогнозные ресурсы руды (P<sub>1</sub>) составляют 2663 тысячи тонн. Породы и породообразующие минералы Падос-тундры характеризуются высокой магнизиальностью. В породах Падос-тундры наблюдаются кумулятивные структуры, характерные для магматических пород. Для пород Падос-тундры характерно очень низкое содержание редкоземельных элементов (РЗЭ), примитивный характер спектров распределения РЗЭ, слабо выраженные отрицательные европиевые аномалии. Спектры распределения редких элементов демонстрируют ярко выраженные положительные танталовые аномалии, что необычно для пород расслоенных комплексов Кольского региона.

**Ключевые слова:** Падос-тундра, дунит, перидотит, хромит, Кольский регион.

## Serpentine Belt and chromite-bearing intrusion Pados-tundra – a review of existing ideas, new data and prospects

Mokrushin A.V.<sup>1</sup>, Rundkvist T.V.<sup>1</sup>, Smolkin V.F.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> GI KSC RAS, Apatity, [mokrushin@geoksc.apatity.ru](mailto:mokrushin@geoksc.apatity.ru)

<sup>2</sup> State Geological Museum named after V.I. Vernadsky Russian Academy of Sciences (SGM RAS)

**Abstract.** The serpentinite belt is an extended chain of ultramafic intrusions in the southwestern part of the Kola region, near the border with Finland. The intrusions of the Serpentinite Belt occur conformably among the Archaean gneisses and amphibolites. The intrusions of the Serpentinite Belt are composed of dunites, harzburgites, orthopyroxenites and metamorphosed varieties of these rocks. The Pados-tundra massif is the largest intrusion that makes up the Serpentinite Belt. The length of the massif is about 6 km, the estimated thickness is from 1.5 to 2.1 km, the area is 13.41 km<sup>2</sup>. According to geophysical surveys, in the direction of fall, the massif can be traced to a depth of more than 3.0 km. Dunites, harzburgites and orthopyroxenites make up the bulk of the massif. Geochronological studies of recent years have shown that the age of the rocks of the Pados-tundra massif is close to the age of the Palaeoproterozoic ore-magmatic system of the northeastern part of the Baltic Shield, which developed for a long time 2.53–2.40 billion years ago. In the 1990s, four horizons of disseminated chromite ores of the seam type, as well as a number of lenticular and columnar chromite ore bodies, were identified on the Pados-tundra, and three paragenetic associations of chrome spinels were established. Ore occurrences of chromite are confined to dunites or apodunitic serpentinites. The total predicted ore resources (P<sub>1</sub>) are 2663 thousand tons. The rocks and rock-forming minerals of the Pados-tundra are characterized by a high magnesian content. In the rocks of the Pados-tundra, cumulative structures characteristic of igneous rocks are observed. The rocks of the Pados-tundra are characterized by a very low content of rare earth elements (REE), a primitive nature of the REE distribution spectra and weakly expressed negative europium anomalies. The distribution spectra of rare elements show pronounced positive tantalum anomalies, which is unusual for rocks of the layered complexes of the Kola region.

**Keywords:** Pados-tundra, dunite, peridotite, chromite, Kola region.

## **Введение**

Хромитоносные интрузии Падос-тундра и Чапес-варака являются частью протяженной цепочки интрузий в юго-западной части Кольского региона. Цепочка интрузий получила название Серпентинитового пояса (Мурашов, 1958). Общая длина пояса более 200 км (Виноградов, 1971).

В 80-е годы XX века в массивах Падос-тундра и Чапес-варака были обнаружены небольшие залежи антофиллитового асбеста и талька, не имеющие промышленного значения (Рундквист, Веселовский, 1982; 1986). В 90-е годы на Падос-тундре силами ОАО «Мурманская геологоразведочная экспедиция» были выполнены поисковые геологические исследования на хромитовые и тальковые руды, в ходе которых выявлено хромитовое рудопроявление и подтверждена перспективность на хром Падос-тундры и других массивов Серпентинитового пояса (Мамонтов, Докучаева, 2005).

Определение абсолютного возраста интрузий Серпентинитового пояса сталкивалось с большими трудностями, т.к. в ультраосновных породах отсутствует циркон - минерал, наиболее пригодный для определения возраста U-Pb методом. Возраст пород и отдельных минералов из интрузии Падос-тундра определялся неоднократно Sm-Nd и U-Pb методами, результаты определений варьируют в широких пределах от  $1872 \pm 230$  млн. лет до  $2485 \pm 38$  млн. лет, отражая сложную историю формирования интрузии в её современном виде (Шапкин и др., 2008; Серов и др., 2018; Баянова и др., 2019; Serov et al., 2020). Геохронологические исследования последних лет показывают, что возраст пород массива Падос-тундра и его ритмично-расслоенной серии близок к возрасту палеопротерозойской рудномагматической системы северо-восточной части Балтийского щита, длительно развивавшейся 2.53-2.40 млрд. лет назад (Серов и др., 2018; Serov et al., 2020).

Большой вклад в изучение петрологии и минералогии массивов Падос-тундра и Чапес-варака внесли исследования А.Ю. Баркова и его коллег. Этими исследователями рассмотрены стратиформные и подиформные типы хромитовых залежей, вариации составов оливина, пироксена и хромшпинелидов в породах и рудах, ассоциации сульфидов и минералов платиновых металлов и др. (Barkov et al., 2017; 2020; 2021; Барков и др., 2021; Никифоров, 2017; 2018).

## **Материалы и методы исследования**

Статья содержит краткий обзор данных по геологии, полезным ископаемым, петрологии и минералогии объекта, а также новые данные, полученные авторами. Анализ петрогенных компонентов выполнен в химико-аналитической лаборатории ГИ КНЦ РАН; анализ РЭ и РЗЭ выполнен в лаборатории физических и химических методов исследования ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) методом ICP-MS, аналитик Д.В. Киселева.

## **Геологическое строение Серпентинитового пояса и массива Падос-тундра**

Ультрамафитовые интрузии Серпентинитового пояса залегают согласно среди архейских гранат-амфиболовых, гранат-биотит-амфиболовых гранито-гнейсов, диорито-гнейсов и амфиболитов (Виноградов, 1971, Мамонтов, Докучаева, 2005). Согласно современным представлениям о тектоническом районировании Балтийского щита, территория развития интрузий Серпентинитового пояса принадлежит к зоне Беломорского подвижного пояса (Слабунов, 2008). Беломорский подвижный пояс (Беломорская провинция) находится между Карельской и Кольской провинциями и представляет собой докембрийский полиметаморфический складчатый пояс, породы которого неоднократно метаморфизованы в условиях высокого давления, как в архее, так и в протерозое (Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Слабунов, 2008). Преобладающими в составе Беломорской провинции являются неархейские гранитоиды. Они формируют обширные ареалы, ядра купольных структур и различные интрузивные тела. Наиболее широко в пределах провинции распространены гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации (Слабунов, 2008). Ассоциация включает две разновозрастные группы пород: возраст более древней составляет 2.83–2.80 млрд. лет (Слабунов, 2008), более молодой – 2.76–2.72 млрд. лет (Каулина, Богданова, 1999; 2000). В пределах Беломорского подвижного пояса широко развиты палеопротерозойские интрузии базитов, известные как «друзиты». Большинство друзитов имеют основной состав, но встречаются и ультраосновные тела.

Л.А. Виноградов разделяет Серпентинитовый пояс на две ветви: северо-восточную (субширотную) и южную (субмеридиональную) (Виноградов, 1971). В северо-восточной ветви Серпентинитового пояса интрузии протягиваются на 150 км в субширотном направлении вдоль границы Беломорского подвижного пояса и Лапландско-Кольской коллизионной структуры, окаймляющей с юга лапландский гранулитовый террейн (Балаганский и др., 2006). Юго-западная ветвь Серпентинитового пояса имеет общее субмеридиональное простирание, здесь цепочка интрузий тянется на 40 км без видимой связи с какой-либо тектонической зоной (Виноградов, 1971). Массив Падос-тундра и окружающие его мелкие тела расположены в месте изгиба пояса, в его крайней западной части. Общее количество массивов Серпентинитового пояса превышает сотню. Массивы имеют формы выпуклых или сильно вытянутых линз. Длина крупных массивов составляет от 2 до 12 км, мощность - от 90 до 700 метров (Виноградов, 1971).

Крупные интрузии Серпентинитового пояса сложены дунитами, гарцбургитами, ортопироксенитами и метаморфизованными разновидностями этих пород. В большинстве крупных интрузий четко проявляется расслоенность. Мощность слоев – от первых сантиметров до 100 метров, протяженность – от десятков до сотен метров, а в массиве Падос -тундра – до 1.5 км. Контакты слоев резкие, ровные (Виноградов, 1971).

Разведочные работы показали, что массив Падос-тундра на уровне современного эрозионного среза представлен вытянутым в северо-восточном направлении ( $65^\circ$ ) телом с моноклиальным, преимущественно, северо-западным падением пород ( $<45-80^\circ$ ) (рис. 1). Длина массива около 6 км, предполагаемая мощность от 1.5 до 2.1 км, площадь 13.41 км<sup>2</sup>. По данным геофизических исследований, по направлению падения массив прослеживается на глубину более 3.0 км (Мамонтов, Докучаева, 2005).

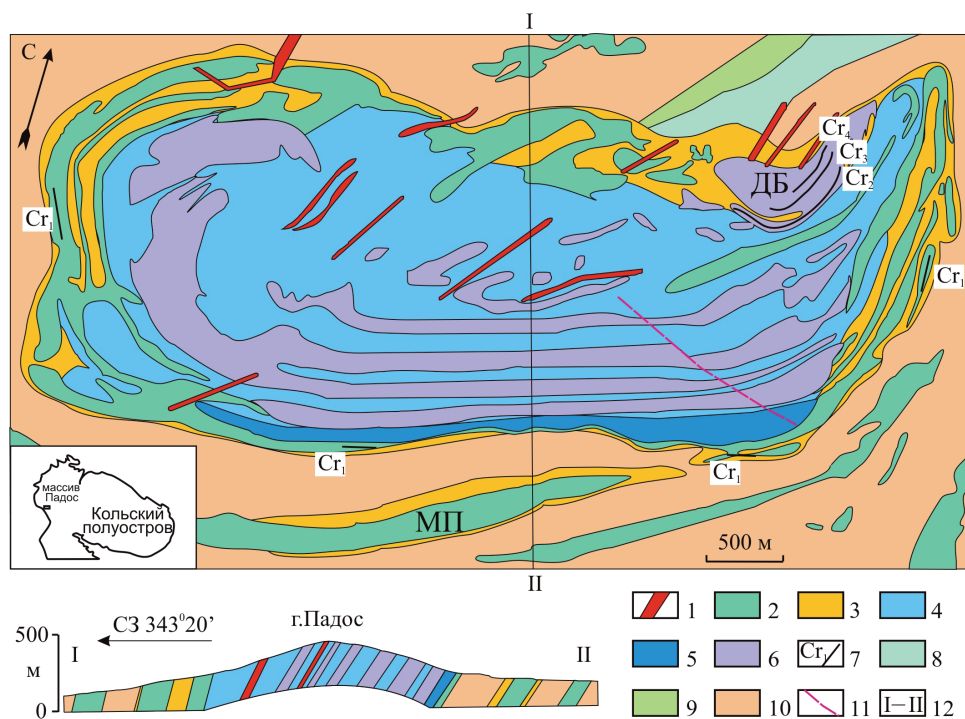


Рис. 1. Схема геологического строения массива Падос-тундра (упрощено по (Мамонтов, 2000). 1 – гранитоиды; 2 – серпентиниты; 3 – амфиболизированные породы; 4 – пироксениты; 5 – перидотиты; 6 – дуниты; 7 – хромититы; 8 – гранатовые амфиболиты; 9 – амфиболиты; 10 – гнейсы; 11 – разрывные нарушения; 12 – линия разреза. ДБ – Дунитовый блок, МП – массив Малый Падос.

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the Pados-tundra massif (simplified after (Mamontov, 2000). 1 – granitoids; 2 – serpentinites; 3 – amphibolized rocks; 4 – pyroxenites; 5 – peridotites; 6 – dunites; 7 – chromitites; 8 – garnet amphibolites; 9 – amphibolites; 10 – gneisses; 11 – faults; 12 – section line. ДБ – Dunite block; МП – Small Pados massif.

Исследование метаморфических преобразований пород массива Падос-тундра показало, что в его эндоконтакте распространены антофиллитовые и куммингтонитовые породы, в том числе содержащие антофиллит-асбест (Рундквист, 1990).

Ритмично-расслоенная серия, представленная сингенетическим рядом пород (дуниты-гарцбургиты-ортопироксениты), составляет основной объем массива. В верхней части разреза массива Падос-тундра и на участке Малый Падос (южное обрамление главного тела, см. рис. 1) в небольшом объеме присутствуют габбро-амфиболиты, которые, возможно, соответствуют габбровой части комплекса пород. В обобщенном разрезе массива, от южного контакта к северному, выделяется семь ритмов. Каждый ритм начинается с дунитов и завершается ортопироксенитами. В северо-восточной части массива выделен Дунитовый блок - дунитовая часть седьмого ритма (рис. 1). В Дунитовом блоке находятся три горизонта хромитовых руд и многочисленные столбообразные и линзовидные магнетит-хромитовые тела (Мамонтов, Докучаева, 2005).

В массиве Падос-тундра и в ближайшем его окружении распространены дайки плагиогранитов, они приурочены к крутопадающим тектоническим нарушениям северо-восточного направления (Мамонтов, Докучаева, 2005).

### ***Полезные ископаемые массива Падос-тундра***

В массиве выявлены рудопроявления хромитов, определены прогнозные ресурсы тальк-магнетитовых руд и огнеупорных дунитов (Мамонтов, Докучаева, 2005). В массиве также имеются рудопроявления коротковолокнистого антофиллит-асбеста (Рундквист, 1990).

Тальк-магнетитовые руды представлены пятью жилами, секущими породы Расслоенной серии в северо-западном направлении. Мощность жил от 4 до 76 м, протяженность – от 100 до 1100 м. Средние содержания в руде талька 34.4 %, магнетита 23.5 %. Предварительными лабораторными технологическими исследованиями установлено, что из руды возможно получить тальковый и магнетитовый продукты (Кочеткова и др., 2001; Мамонтов, Докучаева, 2005). Дуниты 2 и 3 ритмов, по результатам лабораторных технологических испытаний, являются высококачественным сырьем для производства форстеритовых огнеупоров (Белогурова и др., 2001; Мамонтов, Докучаева, 2005).

В массиве Падос-тундра известно четыре горизонта вкрапленных хромитовых руд пластового типа ( $Cr_1 - Cr_4$  на рис. 1), а также ряд линзовидных и столбообразных хромитовых рудных тел. Рудопроявления хромита приурочены к дунитам или аподунитовым серпентинитам (Мамонтов, Докучаева, 2005).

В хромитовом оруденении пластового типа по густоте вкрапленности хромшпинелидов выделены бедные и сравнительно богатые руды. Бедные руды содержат 30–40 об. % хромшпинелидов, а богатые руды 60–85 об. % хромшпинелидов (Мамонтов, Докучаева, 2005).

В.П. Мамонтов и В.С. Докучаева (2005) приводят данные по качеству хромитовой руды и оценку прогнозных ресурсов на глубину 100 м. Суммарные прогнозные ресурсы руды ( $P_1$ ) составляют 2663 тысячи тонн. Авторы делают вывод, что хромитовое рудопроявление массива Падос-тундра относится к типичному раннемагматическому, аналогичному месторождениям и рудопроявлениям хромитов в расслоенных интрузиях. Тектонические процессы привели к частичному дроблению и метасоматическому преобразованию хромитовых пластов, что обусловило формирование крутопадающих магнетит-хромитовых тел столбообразной и линзовидной формы (Мамонтов, Докучаева, 2005).

А.Ю. Барковым в интрузии Падос-тундра установлена скрытая расслоенность и на этом основании выделены нижняя Дунитовая зона (преимущественно оливинные кумулаты) и перекрывающая её Ортопироксенитовая зона (ортопироксен + оливинные кумулаты). Автор на основе анализа эволюции хромшпинелидов и породообразующих минералов высказывает предположение, что Дунитовый блок, в котором сосредоточены рудопроявления хромита, первоначально находился в нижней части интрузии, а позже был тектонически перемещен в верхнюю часть обобщенного разреза (Barkov et al., 2017a).



### Результаты петрологических и минералогических исследований

Породы интрузии Падос-тундра и других интрузий Серпентинитового пояса отличаются исключительно высокой магнезиальностью. Это обстоятельство послужило одной из причин того, что ранее эти интрузии некоторыми авторами рассматривались как альпинотипные (Виноградов, 1971; Добржинецкая, 1989; Рундквист, 1990). Л.Ф. Добржинецкая в своей монографии (1989) рассматривала массив Падос-тундра как рестит мантийного вещества, выдвинутый в верхние горизонты земной коры как протрузия. Структуры дунитов, перидотитов и ортопироксенитов трактовались как гранобластовые и подчеркивалось отсутствие кумулятивных структур магматических горных пород (Добржинецкая, 1989). Позднее было показано, что породы массива Падос-тундра по вещественному составу и геохимической специализации близки к ранним дифференциатам расслоенных интрузий Карело-Кольского региона (Мончеплутон, Бураковский и др.), а также известных расслоенных интрузий мира (Великая Дайка, Кеми, Стиллуотер и др.) (Мамонтов, Докучаева, 2005).

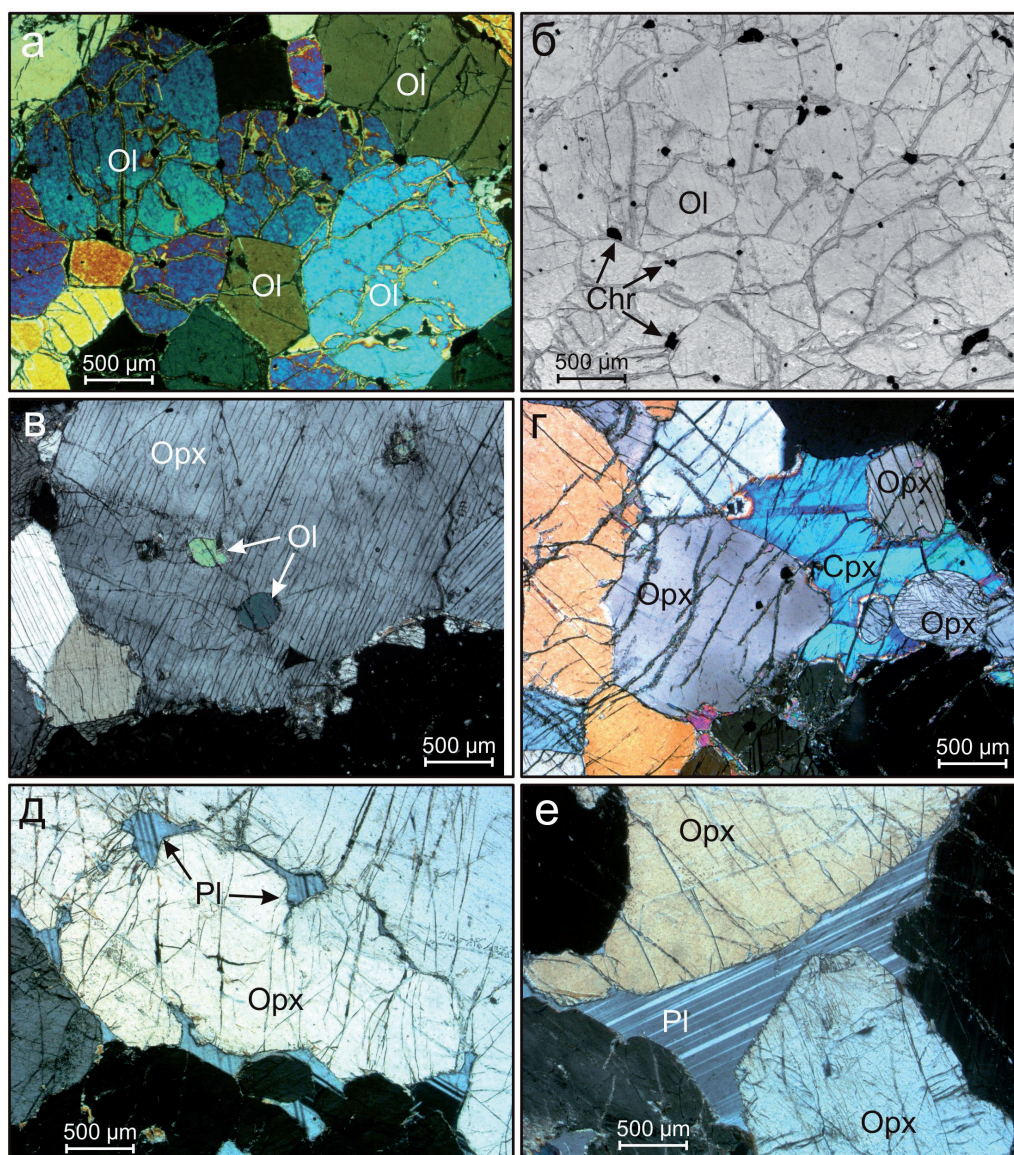


Рис. 2. Микрофотографии представительных прозрачных шлифов из пород массива Падос-тундра (образцы из скважины С-52). ОI – оливин, Срх – моноклинный пироксен, Орх – ромбический пироксен, Pl – плагиоклаз, Chr – хромит; а, в-е – николи скрещены, б – без анализатора.

Fig. 2. Microphotographs of representative transparent sections from the rocks of the Pados-tundra massif (samples from borehole S-52). Ol – olivine, Cpx – clinopyroxene, Opx – orthopyroxene, Pl – plagioclase, Chr – chromite; a, c-f – nicols are crossed, b – without analyzer.

Материалы авторов показывают, что в породах Падос-тундры развиты типичные кумулятивные структуры (рис. 2). В крупных кристаллах ортопироксена присутствуют мелкие вросстки оливина (рис. 2 в), клинопироксен и плагиоклаз находятся в интеркумулясе по отношению к ортопироксену (рис. 2 г-е).

В работе (Barkov et al., 2021a) приведены результаты 22 анализов петрогенных компонентов пород (в том числе богатых хромитом) Падос-тундры. Значения магнезиальности пород Падос-тундры ( $Mg\# = 100MgO/MgO+FeO_{total}$ ) варьируют в пределах 65.7–90.9. Результаты анализов петрогенных компонентов 26 пород массива Чапес-варака, также принадлежащего к Серпентинитовому поясу, приведены в (Barkov et al., 2020). Значения магнезиальности пород Чапес-вараки ( $Mg\# = 100MgO/MgO+FeO_{total}$ ) также очень высокие – 83.2–89.1.

Состав пород массивов обусловлен высокой магнезиальностью главных породообразующих минералов – оливина и ортопироксена. В минерализованном дуните Дунитового блока состав оливина достигает экстремально высокого значения – Fo93. В пределах всего расслоенного комплекса в породах серии оливиновый ортопироксенит–гарцбургит–дунит зерна оливина имеют состав Fo85.5–90.6 (Барков и др., 2021b).

А.Ю. Барков полагает, что гипермагнезиальные составы ассоциации оливин Fo96 + авгит + магнезиохромит Сопчеозёрского месторождения (Мончегорский расслоенный комплекс) отражают значительное возрастание уровня фугитивности кислорода ( $fO_2$ ) в системе при почти одновременной кристаллизации оливина и магнезиохромит-хромита, вслед за которыми кристаллизовался необычайно магнезиальный пироксен. Этот же фактор мог обусловить аномальную магнезиальность оливина в хромитоносном кумуляте Дунитового блока комплекса Падос-тундра (Барков и др., 2021 b).

В (Barkov et al., 2020; 2021 a) приведены нормализованные к хондриту спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) для пород Падос-тундры и Чапес-вараки. Приведенные данные показывают примитивный характер спектров, обеднение изученных пород несовместимыми элементами.

Материал авторов подтверждает примитивный характер спектров РЗЭ (рис. 3, табл.). Для наименее метаморфизованных пород характерны пологие спектры распределения РЗЭ, небольшие отрицательные европиевые аномалии.

Содержание РЗЭ и РЭ в породах Падос-тундры ниже, чем в большинстве пород Мончегорского комплекса. Спектры распределения РЭ для пород Падос-тундры (рис. 3 б) показывают существенные особенности: наблюдаются положительные танталовые аномалии, что резко отличается породы Падос-тундры от пород Мончегорского комплекса и большинства раннепротерозойских мафит-ультрамафитовых комплексов Кольского региона. Для последних характерны отрицательные танталовые и ниобиевые аномалии (Арзамасцев и др., 2020).

Состав хромшпинелидов и других минералов массива Падос-тундра весьма полно охарактеризован в (Barkov et al., 2021 a). По данным авторов, в массиве Падос-тундра установлены три парагенетические ассоциации хромшпинелидов. Первая ассоциация представлена зональными зернами хромита в стратиформных хромититах Дунитового блока. Ядерные зоны этих зерен характеризуются весьма высокими и максимальными (в масштабах массива) значениями индекса  $mg\# = [Mg/(Mg+Fe^{2+}+Mn+Zn)] \sim 0.5-0.6$ , т.е. представлены магнезиохромитом. Вторая ассоциация проявлена в двух текстурных формах: 1) рудные зоны, обогащенные зональным хромитом, локально переходящие в хромититы; 2) сегрегации хромититов, формирующих жиловидные апофизы во вмещающий дунит Дунитового блока. Третья ассоциация представлена акцессорным хромитом в ультрамафитовых кумулятах, находящихся вне Дунитового блока. Значения  $mg\#$  ядерных частей хромитов последовательно снижаются от первой ассоциации к третьей (Никифоров, 2018).

Сульфидная минерализация распространена в массиве Падос-тундра в небольших объемах и неравномерно. Отмечено, что сегрегации хромитита содержат редкие сульфидные зёрна миллериита и Со-содержащего пентландита (Барков и др., 2021 b). В массиве также обнаружены весьма необычные минералы элементов платиновой группы. Они формируют единичные включения и срастания ( $\leq 1-10$  мкм) в ядрах зональных зёрен хромита-магнезиохромита в хромититах Дунитового блока (Barkov et al., 2017 a, 2017 b). Лаурит низко-осмиевого состава формирует тесные срастания с кли-



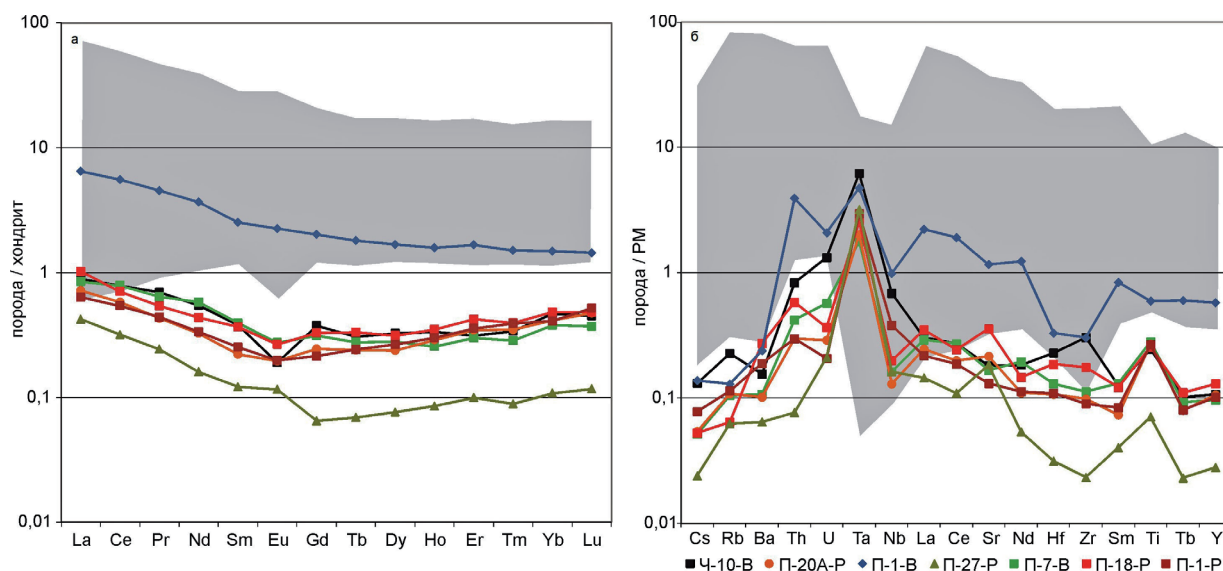


Рис. 3. Распределение содержаний редкоземельных элементов (а) и редких элементов (б) в породах. Нормирование на состав хондрита C1 по (McDonough, Sun, 1995); на состав примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). Серыми полями показаны спектры распределения РЭ и РЭЭ в породах Мончегорского комплекса по данным авторов и по (Pripachkin et al., 2016).

Fig. 3. Distribution of rare earth elements (a) and trace elements (b) in the rocks. Normalized to the composition of C1 chondrite according to (McDonough, Sun, 1995); on the composition of the primitive mantle according to (Sun and McDonough, 1989). The gray fields show the distribution spectra of REE and REE in the rocks of the Monchegorsk complex according to the authors' data and according to (Pripachkin et al., 2016).

нохлором. Менее развиты Os- и Ir-доминантные сплавы (минералы осмий и иридий, соответственно). Обнаружены также очень редкие неназванные фазы диселенида рутения [RuSe<sub>2</sub>] и монотеллурида родия [RhTe], а также самородный рутений, который установлен в Карело-Кольском регионе впервые (Никифоров, 2017).

Таблица. Результаты анализа представительных образцов.  
 Table. Results of analysis of representative samples.

№	1	2	3	4	5	6	7
Номер образца	Р-1-П	В-1-П	В-7-П	Р-18-П	В-10-Ч	Р-27-П	Р-20А-П
Порода	Ортопироксенит слабо оталькованный	Ангитовый серпентинит	Гарцбургит оталькованный	Оливиновый ортопироксенит	Лизардитовый серпентинит с реликтами оливина	Дунит серпентинизированный	Оливиновый ортопироксенит
SiO <sub>2</sub>	56.39	40.49	55.60	53.90	38.45	n.d.	n.d.
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.11	0.09	0.03	0.07	n.d.	n.d.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.98	3.50	3.49	1.72	3.02	n.d.	n.d.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.70	0.71	0.85	0.61	2.86	n.d.	n.d.
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.02	0.01	0.01	1.01	n.d.	n.d.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.67	4.98	0.97	0.46	8.00	n.d.	n.d.
FeO	5.54	4.42	3.85	7.10	3.60	n.d.	n.d.
MnO	0.14	0.13	0.05	0.16	0.14	n.d.	n.d.
MgO	31.70	33.80	28.20	33.08	32.10	n.d.	n.d.
CaO	1.02	1.32	0.10	0.82	0.54	n.d.	n.d.
Na <sub>2</sub> O	0.11	0.09	0.07	0.09	0.03	n.d.	n.d.

K <sub>2</sub> O	1.05	0.02	0.01	0.04	0.01	n.d.	n.d.
H <sub>2</sub> O–	0.10	0.35	0.22	0.00	0.67	n.d.	n.d.
H <sub>2</sub> O+	0.94	9.52	6.10	0.85	9.78	n.d.	n.d.
Cu	0.002	0.004	0.002	0.002	0.002	n.d.	n.d.
Ni	0.086	0.186	0.164	0.113	0.200	n.d.	n.d.
Co	0.011	0.015	0.012	0.013	0.016	n.d.	n.d.
CO <sub>2</sub>	0.18	0.33	0.18	0.33	0.50	n.d.	n.d.
Total	100.70	100.00	99.97	99.33	101.00	n.d.	n.d.
Li	1.527	1.900	0.588	1.478	0.335	1.011	1.477
Be	0.020	0.099	0.033	0.029	0.012	0.015	0.030
Sc	14.655	12.080	8.670	11.783	6.406	2.982	11.531
Ti	347.386	775.499	365.434	333.170	320.475	92.291	351.706
V	24.973	37.302	24.058	24.413	30.049	18.032	24.263
Cr	1530.109	1542.614	1422.074	1271.606	3156.978	2379.266	1505.536
Mn	1181.124	1031.787	915.101	1258.941	1041.881	1191.768	991.270
Co	75.693	107.710	66.980	95.583	101.173	141.085	68.825
Ni	748.241	1521.328	755.866	1099.397	1612.696	2451.658	758.659
Cu	6.502	16.601	9.824	7.103	5.891	9.023	8.918
Zn	26.452	34.746	19.723	23.643	40.251	34.127	22.640
Ga	1.713	3.632	1.945	1.673	3.446	0.896	1.985
Ge	1.614	1.031	1.488	1.456	1.059	1.049	1.504
Rb	0.073	0.082	0.067	0.041	0.145	0.040	0.069
Sr	2.768	24.635	3.520	7.534	3.836	3.888	4.559
Y	0.465	2.634	0.439	0.594	0.487	0.128	0.484
Zr	1.014	3.403	1.259	1.970	3.409	0.261	1.103
Nb	0.272	0.707	0.116	0.143	0.490	0.115	0.093
Mo	1.253	0.239	1.926	1.308	1.246	2.405	2.029
Ag	0.016	0.087	0.007	0.014	0.034	0.010	0.008
Cd	0.020	0.041	0.020	0.025	0.019	0.010	0.014
Sn	0.167	0.196	0.473	0.111	0.100	0.243	0.171
Sb	0.046	0.017	0.034	0.025	0.015	0.063	0.040
Te	0.078	0.076	0.040	0.090	0.064	0.171	0.049
Cs	0.006	0.011	0.004	0.004	0.010	0.002	0.004
Ba	1.325	1.672	0.750	1.913	1.090	0.452	0.713
La	0.150	1.534	0.201	0.241	0.210	0.100	0.170
Ce	0.332	3.401	0.483	0.432	0.481	0.195	0.355
Pr	0.041	0.420	0.059	0.050	0.064	0.023	0.040
Nd	0.153	1.678	0.265	0.199	0.249	0.073	0.149
Sm	0.037	0.373	0.058	0.054	0.056	0.018	0.033
Eu	0.011	0.127	0.015	0.015	0.011	0.007	0.011
Gd	0.042	0.402	0.062	0.066	0.075	0.013	0.049
Tb	0.009	0.065	0.010	0.012	0.011	0.002	0.009
Dy	0.065	0.411	0.069	0.077	0.080	0.019	0.058
Ho	0.016	0.086	0.014	0.019	0.018	0.005	0.016
Er	0.057	0.266	0.048	0.067	0.050	0.016	0.055
Tm	0.010	0.037	0.007	0.010	0.008	0.002	0.009
Yb	0.066	0.238	0.061	0.078	0.075	0.017	0.067
Lu	0.013	0.035	0.009	0.012	0.011	0.003	0.012
Hf	0.034	0.102	0.040	0.058	0.071	0.010	0.033



Ta	0.122	0.195	0.073	0.106	0.256	0.132	0.083
W	0.244	0.160	0.879	0.757	0.140	2.032	0.833
Tl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.013	n.d.	n.d.
Pb	n.d.	0.186	n.d.	n.d.	0.219	0.024	n.d.
Th	0.025	0.335	0.036	0.049	0.071	0.007	0.025
U	0.004	0.044	0.012	0.008	0.028	0.004	0.006

Примечание: SiO<sub>2</sub> – CO<sub>2</sub> – масс %; Li – U – ppm; n.d. – компонент не определялся.

### **Заключение**

На сегодняшний день массивы Серпентинитового пояса остаются слабо изученными. Достаточно полно изучен только массив Падос-тундра, в меньшей степени - Чапес-варака. Для массива Падос-тундра получены надежные данные по ресурсам Cr, однако в случае проведения более масштабных разведочных работ и более глубокого бурения, есть вероятность увеличения прогнозных ресурсов.

Состав хромитов и других минералов достаточно полно охарактеризован в работах А.Ю. Баркова. Получены интересные научные результаты, характеризующие особенности развития рудно-магматической системы, сформировавшей комплекс Падос-тундра и его минерализацию. Изучена необычная рудная ассоциация, включающая редкие минералы платиновых металлов.

По мнению авторов данной статьи, наиболее неясным остается вопрос о магматическом источнике интрузий Серпентинитового пояса.

А.Ю. Барков и соавторы предполагают, что для расслоенного комплекса Падос-тундра и ассоциирующих с ним субвулканических интрузий (Чапес-варака и др.) источником служит магма коматитового типа (Barkov et al., 2020). Интрузия Падос-тундра сопровождается в Серпентинитовом поясе родственными ему телами микро-тонкозернистых ультрамафитов субвулканического характера, что согласуется со сравнительно малоглубинными условиями их кристаллизации (Барков и др., 2021 b).

Однако другие авторы (Мамонтов, Докучаева, 2005; Serov et al., 2020) полагают, что массивы Серпентинитового пояса, несмотря на ряд различий, близки к раннепротерозойским расслоенным интрузиям, широко развитым в пределах Балтийского щита на территории России и Финляндии. В пользу этого предположения говорит, в первую очередь, геологическое положение интрузий Серпентинитового пояса - в пределах Беломорского подвижного пояса, насыщенного раннепротерозойскими интрузиями различного масштаба и многочисленными дайками этого же возраста. Геохронологические датировки также подтверждают принадлежность массива Падос-тундра к раннепротерозойским расслоенным интрузиям. Окончательную ясность в этот вопрос, вероятно, может внести более подробный комплексный анализ геологических и геохимических данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке темы НИР АААА-А19-119100290147-7 (FMEZ-2022-0026).

### **Литература**

1. Арзамасцев А.А., Егорова С.В., Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Степанова А.В., Скуфьин П.К., Чашин В.В., Веселовский Р.В. Палеопротерозойские (2.51–2.40 млрд. лет) магматические провинции северо-восточной части Фенноскандии: геохимия вулканитов и корреляция с интрузивными комплексами // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 37–66.
2. Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Дж.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программам ЕВРО-ПРОБы. М. Изд-во: ГЕОКАРТ-ГЕОС. 2006. С. 142–155.
3. Барков А.Ю., Р.Ф. Мартин, А.Э. Изох, А.А. Никифоров, В.Н. Корольок Гипермагнезиальный оливин в расслоенных массивах Мончеплутон (Fo<sub>96</sub>) и Падос-тундра (Fo<sub>93</sub>) (Кольский полуостров) // Геология и геофизика. 2021 b. № 3. Т. 62. С. 403–421.
4. Баянова Т.Б., Кудряшов Н.М., Серов П.А., Стешенко Е.Н., Кунаккузин Е.Л., Каменский И.Л., Елизаров Д.В. Кольский центр коллективного пользования (ЦКП) геохронологических и геохимических исследований: основные достижения // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 13–17.

5. Белогурова О.А., Гришин Н.Н., Мамонтов В.П. Оценка дунитов месторождения Падос-тундра в качестве огнеупорного сырья // Сборник научных трудов «Строительные и технические материалы из природного и техногенного сырья Кольского полуострова». Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2001. С. 45–53.
6. Виноградов Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозерский гипербазитовый пояс) // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л. Изд-во: Недра. 1971. С. 147–153.
7. Володичев, О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология) Л. Изд-во: Наука. 1990. 248 с.
8. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
9. Добржинская Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М. Изд-во: Наука. 1989. 260 с.
10. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 2008. 296 с.
11. Каулина Т.В., Богданова М.Н. Новые U-Pb изотопные данные для процессов магматизма и метаморфизма северо-западного Беломорья // Доклады АН. 1999. Т. 366. № 5. С. 677–679.
12. Каулина Т.В., Богданова М.Н. Основные этапы развития северо-западного Беломорья (по U-Pb изотопным данным) // Литосфера. 2000. № 12. С. 85–97.
13. Кочеткова Т.В., Гришин Н.Н., Ракаев А.И., Мамонтов В.П. Магнезиальные огнеупоры из концентратов талько-карбонатных руд массива Падос-тундра // Сборник научных трудов «Строительные и технические материалы из природного и техногенного сырья Кольского полуострова». Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2001. С. 22–29.
14. Мамонтов В.П., Докучаева В.С. Геология и рудоносность массива Падос-тундра на Кольском полуострове // Отечественная геология. 2005. № 6. С. 52–60.
15. Мамонтов В.П. Отчет о результатах поисковых работ на тальк, проведенных на массиве Падос-тундра в 1993–1999 гг. Мурманский филиал ФБУ «ТФГИ по Северо-Западному федеральному округу». 2000 г.
16. Мурашов Д.Ф. Ультраосновные интрузии Серпентинитового пояса – тундра Падос и др. // Геология СССР. Т. XXVII. Ч. 1. М. Изд-во: Госгеолтехиздат. 1958. С. 318–321.
17. Никифоров А.А. Ассоциации и тренды кристаллизации хромшпинелидов в комплексе Падос-тундра, Кольский п-ов // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXIX молодежной научной школы-конференции памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и ак. РАН Ф.П. Митрофанова. Петрозаводск. Изд-во: Карельского НЦ РАН. 2018. С. 76–79.
18. Никифоров А.А. Нетрадиционная ассоциация минералов ЭПГ в массиве Падос-тундра, Кольский п-ов // Материалы Седьмой Российской молодежной научно-практической Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». М. Изд-во: ИГЕМ РАН. 2017. С. 230–232.
19. Рундквист Т.В., Веселовский Н.Н. О составе тальковых пород западной части Кольского полуострова и северной Карелии // Геология неметаллических полезных ископаемых Кольского полуострова. Апатиты. Изд-во: КФАН СССР. 1982. С. 22–33.
20. Рундквист Т.В., Веселовский Н.Н. Амфиболовые асбесты Кольского полуострова и северной Карелии // Месторождения неметаллического сырья Кольского полуострова. Апатиты. Изд-во: КФАН СССР. 1986. С. 75–82.
21. Рундквист Т.В. Эволюция минеральных ассоциаций в процессе метаморфизма массивов гипербазитовой формации докембрия (на примере Беломорского геоблока северо-восточной части Балтийского щита). Апатиты. 1990. Автореферат канд. дисс. 24 с.
22. Серов П.А., Стещенко Е.Н., Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Баянова Т.Б. Палеопротерозойский хромитоносный интрузив Падос-тундра (Кольский полуостров): новые Sm-Nd данные о возрасте ритмично-расслоенной серии // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 323–326.
23. Шапкин С.С., Баянова Т.Б., Серов П.А. Новые Sm-Nd и U-Pb данные для пород массива Падос-тундра (зап. часть Кольского полуострова) // Геология и геоэкология: исследования молодых. Матер. XIX молодежной конф. посв. памяти К.О. Кратца. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2008. С. 63–66.
24. Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Halkoaho T.A.A., Konnunaho J.P. The origin of spheroidal patterns of weathering in the Pados-Tundra ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // Bull. Geol. Soc. Finl. 2016. V. 88. P. 105–113.
25. Barkov Andrei Y., Andrey A. Nikiforov and Robert F. Martin. The structure and cryptic layering of the Pados-Tundra ultramafic complex, Serpentine belt, Kola Peninsula, Russia Bulletin of the Geological Society of Finland. V. 89. 2017 a. P. 35–56.
26. Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Tolstykh N.D., Shvedov G.I., Korolyuk V.N. Compounds of Ru–Se–S, alloys of Os–Ir, framboidal Ru nanophases and laurite–clinocllore intergrowths in the Pados-Tundra complex, Kola Peninsula, Russia // Eur. J. Mineral. 2017b. V. 29. P. 613–621.

27. Barkov Andrei Y., Vladimir N. Korolyuk, Larisa P. Barkova and Robert F. Martin. Double-Front Crystallization in the Chapesvara Ultramafic Subvolcanic Complex, Serpentinite Belt, Kola Peninsula, Russia // *Minerals*. N° 1. 2020. V. 10. P. 14.
28. Barkov Andrei Y., Andrey A. Nikiforov, Larisa P. Barkova, Vladimir N. Korolyuk and Robert F. Martin. Zones of PGE–Chromite Mineralization in Relation to Crystallization of the Pados-Tundra Ultramafic Complex, Serpentinite Belt, Kola Peninsula, Russia // *Minerals*. 2021 a. V. 11. P. 68.
29. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth. *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
30. Pripachkin P.V., Rundkvist T.V., Miroshnikova Y.A., Chernyavsky A.V. , Borisenko E.S. Geological structure and ore mineralization of the South opchinsky and Gabbro-10 massifs and the Moroshkovoe Lake target, Monchegorsk area, Kola Peninsula, Russia // *Mineralium Deposita*. 2016. V. 51. Iss. 8. P. 973–993. DOI:10.1007/s00126-015-0605-0.
31. Serov Pavel A., Tamara B. Bayanova, Ekaterina N. Steshenko, Evgeniy L. Kunakkuzin and Elena S. Borisenko Metallogenic Setting and Evolution of the Pados-Tundra Cr-Bearing Ultramafic Complex, Kola Peninsula: Evidence from Sm–Nd and U–Pb Isotopes // *Minerals*. 2020. V. 10. P. 186.
32. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins*, eds. Saunders A.D., Narry M.J., Geological Society Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.