

УДК 550.93/552.321.516(470.5)

## ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ГАББРО ДУНИТ–КЛИНОПИРОКСЕНИТ–ГАББРОВОГО КОМПЛЕКСА ЧИСТОПСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

© 2017 г. Г. А. Петров<sup>1,\*</sup>, Ю. Л. Ронкин<sup>1</sup>, П. А. Львов<sup>2</sup>,  
член-корреспондент РАН А. В. Маслов<sup>1</sup>

Поступило 29.11.2016 г.

Методами U–Pb, Sm–Nd получены первые данные о позднерифейском (соответственно  $\geq 922 \pm 14$  и  $686 \pm 19$  млн лет) возрасте пород дунит–клинопироксенит–габбрового комплекса Чистопского массива, входящего в Платиноносный пояс Урала. Это позволяет считать, с определённой вероятностью, что формирование Уральского палеоокеана началось сразу после распада Родинии.

DOI: 10.7868/S0869565217230207

Проблема формирования Уральского палеоокеана, в пределах которого образована значительная часть породных ассоциаций Уральского складчатого пояса, исследуется давно, и если палеозойские островодужные и океанические образования изучены достаточно хорошо, то докембрийская история “палеоокеанического” сектора Урала – предмет острых дискуссий [3–12]. Некоторые авторы считают, что Уральский океан образовался в результате раскола континентальной коры в раннем ордовике и последующего спрединга [5, 10], другие приводят аргументы в пользу существования океанического пространства к востоку (в современных координатах) от “Уральской” окраины Балтики в позднем рифее [4, 12]. Для корректной реставрации ранней истории Уральского палеоокеана большое значение имеет изучение комплексов фундамента палеозойских островных дуг. В последние годы появились данные о присутствии здесь в составе полиформационных массивов Платиноносного пояса Урала (ППУ) вендских дунит–клинопироксенит–габбровых (ДКПГ) комплексов и о докембрийском возрасте габброидов офиолитовых ассоциаций, входящих в состав различных структур восточного Урала [7, 8].

Докембрийские датировки (570–540 млн лет) пород ДКПГ комплекса получены в настоящее

время изохронным Sm–Nd-методом почти для всех массивов северной части ППУ: от Хорасюрского до Кытлымского [11, 8, 3, 6, 7, 9]. Часть оливиновых габбро, пироксенитов, перидотитов, входящих в состав этого комплекса на Среднем Урале, – палеозойские [1, 9]. В рамках нашей работы для пород ДКПГ-серии Чистопского полиформационного массива (ЧМ), одного из 13-ти составляющих ППУ (рис. 1), мы U–Pb-, Sm–Nd-методами установили ещё более древний – позднерифейский возраст.

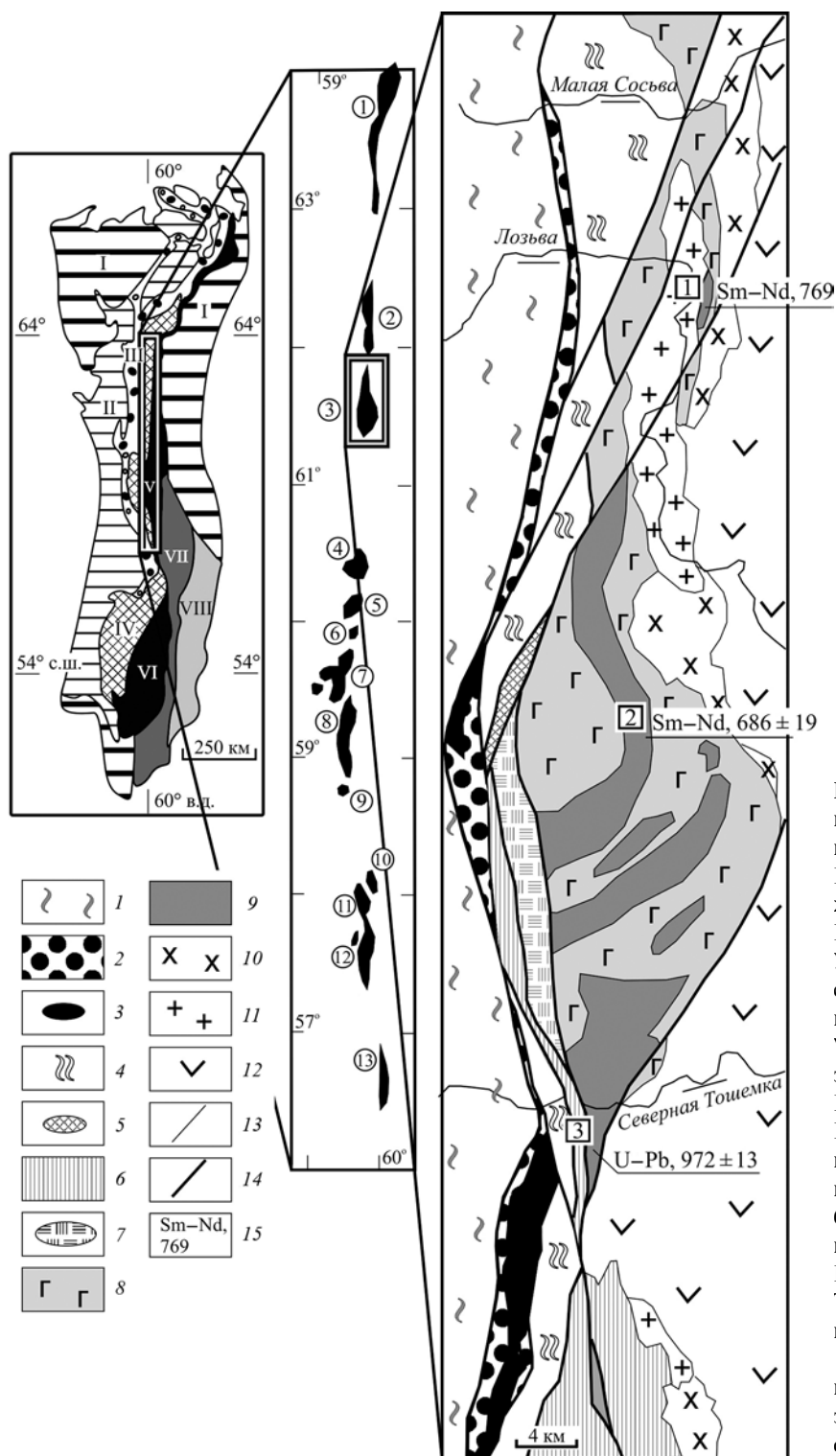
Чистопский массив расположен на восточном склоне Северного Урала, в верхнем течении р. Лозьва (рис. 1). В состав ЧМ входят три комплекса – ранний ДКПГ, более поздний габброноритовый и самый молодой диорит-гранитовый. Рамой для ЧМ служат позднеордовикско-раннесилурийские вулканогенные толщи Тагильской островной дуги, а также метадолериты, метагаббро, аповулканогенные зеленосланцевые бластомилониты, гранатсодержащие гнейсы и амфиболиты зоны Главного Уральского разлома. Западные контакты ЧМ преимущественно тектонические, восточные (диорит-гранитового комплекса с вулканитами) – интрузивные. Габброноритовый, диорит-гранитовый комплексы ППУ – интрузивные комагматы силурийских островодужных вулканитов, что подтверждается геохимическими особенностями и изотопно-геохронологическими данными; ДКПГ-комплекс ЧМ эффузивных аналогов не имеет [2].

В составе ДКПГ-комплекса ЧМ наиболее распространены полосчатые оливиновые габбро, реже (преимущественно в восточной части) – массивные разновидности. Отмечены породы с коронитовыми

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской Академии наук, Екатеринбург

<sup>2</sup>Центр изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

\*E-mail: Georg\_Petrov@mail.ru



**Рис. 1.** Обзорная схема размещения массивов ППУ ([2] с изменениями) и схема геологического строения ЧМ. I – мезозойско-кайнозойские отложения; II – Предуральский прогиб; III–VIII: мегазоны (III – Западно-Уральская, IV – Центрально-Уральская, V – Тагильская, VI – Магнитогорская, VII – Восточно-Уральская, VIII – Зауральская). Контуром показан район распространения массивов ППУ. Наиболее крупные массивы ППУ: 1 – Хорасюрский, 2 – Ялиингнерский, 3 – Чистопский, 4 – Денежкин Камень, 5 – Кумбинский, 6 – Княсьпинский, 7 – Кытлымская группа массивов, 8 – Павдинский, 9 – Качканарский, 10 – Волковский, 11 – Тагило-Баранчинский, 12 – Соловьёвогорский, 13 – Ревдинский.

I – метаморфизованные базальто-терригенные толщи раннепалеозойской пассивной континентальной окраины; 2 – тектоногенный меланж зоны Главного Уральского разлома;

3 – салатимский дунит-гарцбургитовый комплекс  $O_2(?)$ ; 4 – зелёносланцевые бластомиониты по вулканитам и вулканогенно-осадочным породам  $O_{2-3}(?)$ ; 5 – гранатсодержащие гнейсы и амфиболиты белогорского комплекса  $V_1$ ; 6 – метадолериты комплекса “дайка в дайке”  $O_{2-3}(?)$ ; 7 – метаморфизованные габбро офиолитового типа  $V_1(?)$ ; 8 – габбронориты  $O_3-S$ ; 9 – ДКПГ  $V?$ ; 10, 11 – петропавловский комплекс  $S_{1-2}$ ; 10 – диориты, кварцевые диориты, 11 – граниты, трондьемиты; 12 – позднеордовикско-раннедевонские вулканогенные, вулканогенно-осадочные толщи Тагильской палеоостровной дуги; 13 – интрузивные и стратиграфические границы; 14 – разрывные нарушения; 15 – изотопно-геохронологические определения, млн лет. Номера точек соответствуют диаграммам на рис. 2.

структурами, где между оливином и плагиоклазом развиваются симплектитовые срастания ортопироксена с магнетитом и паргасита с плеонастом. Температуры минеральных равновесий для безводных парагенезисов 800–1200 °С, для амфиболсодержащих ~600–700 °С; давления при этом снижаются от 19–20 до 8 кбар, что, вероятно, отражает процесс выведения нижнекорового габбрового блока в область верхней коры. Полосчатые габбро, характерные для западной части ЧМ, состоят из плагиоклаза (An 96), оливина (Fa 23–24), клинопироксена; отмечены плеонаст, ортопироксен. Оливиновые габбро восточной части ЧМ обычно массивные, средне-, крупнозернистые (An 75–99, Fa 23–24, Hd 21,5–32,5) в различных соотношениях. Ортопироксен обычно ассоциирует с оливином и принимает участие в строении келифитовых оторочек.

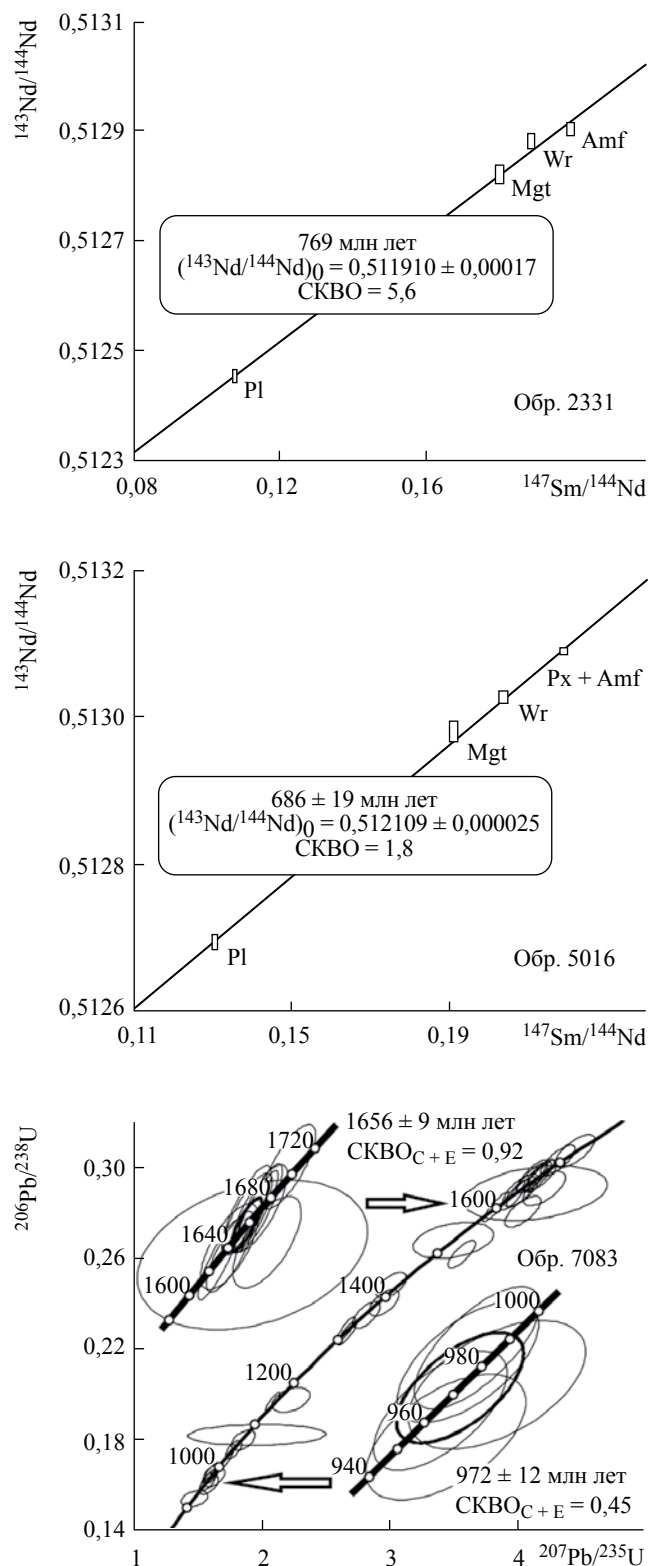
Среди полосчатых оливиновых габбро встречаются троктолиты, анортозиты, образующие маломощные (10–25 см) полосы, линзы, шпирсы. Дуниты и верлиты слагают небольшие линзовидные и изометричные тела в оливиновых габбро, реже – среди габброноритов; часто они окружены каймами пироксенитов, тылаитов. Дуниты состоят из оливина (Fa 19–24,5), плеонаста, часто серпентинизированы. В состав верлитов входят клинопироксен (Hd 21–23), оливин (Fa 19–23), магнетит, отмечены роговая обманка, редко шпинель, плагиоклаз. Пироксениты сложены клинопироксеном (Hd 21–31), оливином (Fa 20–23), шпинелью, роговой обманкой. В вебстеритах количество гиперстена до 5–25%. Горнблендиты образуют тела среди такситовых и пегматоидных габбро. Тылаиты развиты по периферии тел верлитов, клинопироксенитов, формируя переходную зону к оливиновым габбро. Пироксен-роговообманковые, роговообманковые габбро, часто переходящие в габбро-пегматиты, горнблендиты, содержат небольшие (до 50 м) шпировидные тела амфиболизированных и оливиновых клинопироксенитов.

Для всех габбро ДКПГ-комплекса характерны низкие содержания Ti, Zr, Rb; в габбро много Sr, что отличает их от сходных пород офиолитовой ассоциации [2]. Содержание P3Э в габбро в среднем 9,57 г/т, ЛР3Э/ТР3Э = 2,77. Графики P3Э, нормированные к хондриту, имеют пологонаклонную форму, отражающую обогащение ЛР3Э, в габбро наблюдаются положительные аномалии Eu, вероятно связанные с обогащением пород кумулятивным основным плагиоклазом. На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb точки составов габбро находятся на мантийном тренде и в полях надсубдукционных образований. Содержания редких элементов весьма низки. При нормировании по MORB наблюдается некоторое обогащение крупноионными литофильными элементами, особенно Sr, Ba,

и обеднение высокозарядными элементами. Для оливиновых габбро некоторых массивов (в частности, Хорасюрского [11]) значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  близки к изотопным параметрам деплетированной мантии (+8,8...+9,0). Для меланократовых габбро ЧМ  $\epsilon_{Nd}(t)$  +5,9...+6,0,  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,513027$  (обр. 2016) и 0.512488 (обр. 2303). Учитывая это, можно предположить, что расплавы, из которых кристаллизовались породы ДКПГ-комплекса, формировались в деплетированной мантии, возможно, при участии плюмового источника.

Особенность ЧМ – существенное различие петроструктурных, минералогических, геохимических особенностей габброидов, развитых в восточной и западной его частях [13]. Первые имеют структуры, близкие к офитовым, и, как правило, массивные текстуры; вторые характеризуются гранобластово-порфирукластической микроструктурой и обнаруживают полосчатость, деформационную минеральную уплощённость. По всей видимости, оливиновые габбро, перидотиты представляют продукты дифференциации и кристаллизации магмы, по составу отвечающей кальциевым ультраосновным вулканитам (анкарамитам). Позднее глубинные интрузивные породы претерпели тектонические деформации и метаморфизм [2, 15].

Возраст габбро ДКПГ-комплекса ЧМ определён нами Sm–Nd-, U–Pb-методами по образцам, отобраным из трёх обнажений (рис. 2). Первое – в северо-западной части массива; при изучении Sm–Nd ID–TIMS-систематики меланократового амфиболового габбро (обр. 2331) по монофракциям амфибола, плагиоклаза, титаномагнетита и породе в целом получена эррохрона 769 млн лет (СКВО = 5,6),  $T_{DM}=1650$  млн лет. Второе находится в центре ЧМ; по монофракциям плагиоклаза, магнетита, шпинели, оливина, пироксена, амфибола, отобраным из коронитового оливинового габбро и породе в целом (обр. 5016), получена эволюционная Sm–Nd-зависимость  $686 \pm 19$  млн лет (СКВО = 1,8,  $n = 4$ ). Третье расположено на южном окончании ЧМ (гора Хапья-Сур); из присутствующих здесь меланократовых шпинель-амфибол-пироксеновых габбро (обр. 7083) были выделены цирконы, U–Pb-систематика которых исследована с помощью вторично-ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Анализ изотопных U–Pb-данных позволил выявить несколько кластеров значений U–Pb-возрастов (рис. 2): от ранне- (1656 ± 9 млн лет, СКВО<sub>C+E</sub> = 0,45,  $n = 11$ ) до поздне- (972 ± 12 млн лет, СКВО<sub>C+E</sub> = 0,92,  $n = 5$ ). Самое “молодое” конкордантное значение U–Pb-возраста (по 1 кристаллу) – 922 ± 14 млн лет.



**Рис. 2.** Результаты датирования оливиновых и меланократовых габбро ЧМ: Sm–Nd ID–TIMS (породы в целом [Wr] и выделенные из них минералы – амфиболы [Amf], пироксены [Px], плагиоклазы [Pl], титаномagnetиты [Mgt]) и U–Pb (SHRIMP-II, циркон)-данные.

Таким образом, полученные нами U–Pb- и Sm–Nd-методами значения возраста габбро ДКПГ-комплекса ЧМ свидетельствуют о формировании их в позднем рифее. Соответственно можно считать с определённой вероятностью, что в это время Уральский палеоокеан уже существовал; вполне возможно, что формирование его началось сразу после распада Родинии [14].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Капитонов И.Н., Лохов К.И. // ДАН. 2012. Т. 443. № 6. С. 711–715.
2. Ефимов А.А. // Литосфера. 2010. № 5. С. 134–153.
3. Ефимов А.А., Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В. // Литосфера. 2010. № 2. С. 35–46.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
5. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строение Урала. Дис. д-ра геол.-минерал. наук в форме науч. докл. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
6. Маегов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. В сб.: Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 110–113.
7. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маегов В.И., Тристан Н.И., Маслов А.В., Пушкарев Е.В., Лепихина О.П. // ДАН. 2010. Т. 432. № 4. С. 499–505.
8. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. // ДАН. 2014. Т. 459. № 5. С. 589–594.
9. Попов В.С., Беляцкий Б.В. // ДАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 104–109.
10. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
11. Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Корепанов В.Б., Матуков Д.И., Лепихина О.П. // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Рос. конф. по изотоп. геохронологии. СПб.: ИП Каталкина, 2009. Т. 2. С. 116–119.
12. Самыгин С.Г., Руженцев С.Г. // ДАН. 2003. Т. 392. № 2. С. 226–229.
13. Шмелев В.Р., Петров Г.А. В сб.: Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2002. Т. 1. В. 3. С. 163–168.
14. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. // Precamb. Res. 2008. V. 160. P. 179–210.
15. Puchkov V.N., Petrov G.A., Ronkin Yu.L. 12-th Intern. Platinum Symp. Abstracts. Yekaterinburg: IGG UB RAS, 2014. P. 202–203.