

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ВОЗРАСТ СУРОЯМСКОГО
КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)**

Пучков В.Н.*, **Жилин И.В.****, **Ронкин Ю.Л.*****,
Волченко Ю.А.***, **Лепихина О.П.*****

**Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия*

e-mail: puchkv@anrb.ru

***Челябинский государственный университет, Челябинск, Россия*

e-mail: utemoff@rambler.ru

****Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия*

e-mail: ronkin@r66.ru

**THE GEOLOGICAL NATURE AND AGE OF THE SUROYAM
CLINOPYROXENITE MASSIF (MIDDLE URALS)**

Puchkov V.N.*, **Zhilin I.V.****, **Ronkin Yu.L.*****,
Volchenko Yu.A.***, **Lepikhina O.P.*****

**Institute of Geology USC RAS, Ufa, Russia*

e-mail: puchkv@anrb.ru

***Chelyabinsk State University, Chelyabinsk, Russia*

e-mail: utemoff@rambler.ru

****Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Ekaterinburg, Russia*

e-mail: ronkin@r66.ru

The Suroyam clinopyroxenite massif is situated in the western slope of the Middle Urals, hosted by Ordovician to Lower Devonian basalts and andesite-basalts of Tagil type within the Nyazepetrovsk allochthon. The massif belongs to a layered alkaline-ultramafic type, composed mostly of pyroxenites and subordinate wehrlites, dunites and syenites, with abundant pyroxenites. Pyroxenites are composed of clinopyroxene, apatite, titanomagnetite and phlogopite in very unstable proportions. The proportions of titanomagnetite and apatite often grow enough to make the pyroxenites a poor ore. The latter are either of a titanomagnetite or apatite-titanomagnetite type, with vanadium and some copper; late sulfides contain considerable amounts of gold, palladium and platinum, Pd/Pt ratio usually 3-4:1. A grain size varies from coarse pegmatitic to thin crystalline. The Rb-Sr isochron of pyroxenite rock and phlogopite gives the age of $415 \pm 1,1$ Ma (S/D boundary). The syenites, the youngest rocks of the complex are Lower-Middle Devonian according to K-Ar method. In general, the massif resembles some Pd-bearing massifs of the Tagil zone which supports the idea of an allochthonous nature of the Nyazepetrovsk zone as a whole.

Суroyамский клинопироксенитовый массив находится на западном склоне Среднего Урала, в пределах Уфимского амфитеатра, и является составной частью Нязепетровской структурно-формационной зоны.

Тектонически перекрывая преимущественно осадочные шельфовые и батинальные отложения края палеозойского континента, Нязепетровский комплекс представлен вулканогенно-осадочными и интрузивными породами ордовикско-нижнедевонского возраста. Уникальной чертой Нязепетровского комплекса является присутствие в его составе Суroyамского щелочного гипербазит-сиенитового (существенно пироксенитового) массива, содержащего одноименное апатит-титаномагнетитовое месторождение. В стратиграфическом разрезе Нязепетровской зоны, в котором преобладают вулканические и вулканогенно-осадочные толщи, при подчиненном развитии кремнистых пород, алевролитов и песчаников, выделяются 3 формации (от древней к молодой): базальтовая, базальт-андезит-базальтовая и трахибазальт-трахитовая, примерно сопоставимые с океанической, ранне- и позднеостроводужной формациями Тагильской зоны [8]. Возраст толщ, по редким находкам радиолярий, конодонтов и макрофауны оценивается как ордовик-нижний девон.

Суroyамский массив расположен в южной части зоны, занимая ее осевую часть. Он сложен, в основном, апатит-титаномагнетитовыми клинопироксенитами, подвергнутыми мощному

наложенному приразломному калиево-натриевому метасоматозу, связанному с проявлениями щелочного магматизма [2]. Происхождение массива является предметом дискуссии. Высказывались представления об его платформенной природе [1,4], однако убедительных доказательств не было представлено. Мы же находим черты сходства Суоямского массива с особой группой массивов Платиноносного пояса с титаномагнетитовым оруденением и палладиево-платиновой специализацией, куда входят, в частности, Качканарский и Волковский. Вероятно к тому же типу относится Амамбайско-Сахаринская группа массивов, расположенная в Магнитогорской зоне.

Наибольшим распространением среди пород Суоямского массива пользуются высокожелезистые клинопироксениты, от мелкозернистой до крупнозернистой и пегматоидной структуры. Главными породообразующими минералами являются клинопироксен, титаномагнетит, апатит и флогопит. Количественные соотношения этих минералов крайне непостоянные, причем центральная часть Суоямского массива сложена крупнозернистыми титаномагнетитовыми клинопироксенитами типа косьвитов с содержаниями 6-25% титаномагнетита, а в краевой части преобладают апатит-титано-магнетитовые разновидности, содержащие 2,9-16,5% апатита. Структура недеформированных пород сидеронитовая и гранобластовая.

Клинопироксен представлен диопсид-геденбергитом с содержанием 25-30% геденбергитовой молекулы. По данным химических анализов, железистость пироксена колеблется от 14 до 26% и в среднем составляет 20 ат.%. Отмечается несколько повышенное содержание (2.49-5.05%) глинозема с колебаниями величины авгитовости от 6 до 11%.

Титаномагнетит малотитанистый, присутствует в виде ксеноморфных зерен с образованием сидеронитовой структуры, а также образует пылевидные, пластинчатые, дендритовидные и каплевидные включения в клинопироксене. Среди титаномагнетита наблюдаются включения ксеноморфного клинопироксена и призматического апатита, иногда рудный в виде прожилков проникает в апатит, в других случаях призматический апатит расположен в рудном. Под микроскопом титаномагнетит имеет структуру распада твердых растворов с пластинчатыми вростками ильменита, составляющими до 3-5 % от площади зерна. Содержания элементов-примесей в титаномагнетите Суоямского и Качканарского массивов очень близкие. Наоборот, они сильно отличаются от титаномагнетитов платформенного Гулинского плутона: последние более обогащены титаном (13,57%), алюминием (2,56%), магнием (5,03%), хромом (1,99%), ниобием и цирконием (0.01%).

Апатит концентрируется по преимуществу в краевых частях Суоямского массива, нередко образуя включения в пироксене. В более крупных зернах апатита отмечаются включения пироксена, биотита, магнетита, сульфидов. Мелкие зерна в шлифах чистые, прозрачные. Форма зерен апатита столбчатая, округлая, идиоморфная. В апатите содержится 53,14-53,74% кальция, 39,8-40,79% пятиоксида фосфора, 0,47% стронция, 14 г/т урана, 14 г/т тория, 1,9% фтора и 0,2% хлора. Из редких земель (в сумме РЭЭ 0,33%) преобладают легкие лантаноиды: церий (32,7-36,6% от суммы РЭЭ) и неодим (21.6-22,5%), что характерно для пород с повышенной щелочностью. По содержанию РЭЭ и галогенов (фтора, хлора) апатит пироксенитов Суоямского массива близок к апатиту Волковского габброидного массива Платиноносного пояса Урала.

Флогопит (калиевый флогопит-биотит) присутствует в описываемых породах в количествах от 0 до 17%. Распределен крайне неравномерно в виде единичных пластинок размером 0,1-0,3 мм, гнезд, шпиров до 15-20 мм и жилковидных скоплений. Минерал является более поздним, чем пироксен, магнетит и апатит; содержит их включения. В слюде содержится 8,30-9,02% калия, 0,73-0,76% натрия, 2,30-2,73% титана, 21.34-22,98% магния, 15,89-16,22% глинозема, 5,77-7,95% суммарного железа. Железистость составляет 12-17 ат.%.

Типоморфные для гипербазитов интрузивных комплексов платформенных областей редкие металлы – в частности, ниобий, тантал, бериллий в пироксенитах Суоямского массива не обнаружены. Это не позволяет, вопреки мнению ряда исследователей [1,4] включать его в группу ультраосновных-щелочных массивов с карбонатитами, тяготеющих преимущественно к древним платформам, но присутствующих и на Среднем Урале. Наоборот, ведущая роль железа при значительном присутствии фосфора, титана, ванадия, является аргументом в пользу сходства массива с Качканарским.

Особое значение для сравнительной характеристики массивов имеет также состав благородных металлов. Для установления наличия в суоямских рудах платиноидов Миасской ГРП

было отобрано 524 пробы, причем в 284 пробах обнаружен палладий и в 138 пробах – платина. Количественно преобладает палладий. Отношения содержаний палладия к содержанию платины составляют 3-4:1 и в единичных случаях 7:1 до 15:1, что равно или несколько ниже, чем в качканарских пироксенитах (10:1-20:1). Отмечены повышенные содержания золота. Анализ коллективной пробы, взятой В.Н. Пучковым и И.В. Жилиным в 2006 г. из керна скважины 44, проведенный Ю.А. Волченко в лаборатории ИГГ УрО РАН, показал, что носителем благородных металлов являются сульфиды (мг/т): Pd 4000; Pt 1700 и Au 900. Все это является дополнительным аргументом в пользу сходства Суроямского массива с Волковско-Баронским типом массивов Платиноносного пояса Тагильской зоны, описанным [3].

По поводу роли метасоматических процессов в образовании пироксенитов и руд высказывались разные мнения. Однако значительно отрывать во времени участвовавшие в образовании пироксенитов магматические и метасоматические процессы вряд ли целесообразно. Продолжая аналогии Суроямского комплекса с Волковско-Баронским, процитируем авторов, изучавших последний: «Руды представляют собой продукт кристаллизации остаточных рудоносных расплавов на поздней стадии дифференциации рудоносной габброидной магмы. Естественно, что высокая флюидонасыщенность таких расплавов способствовала проявлению автометасоматоза и собирательной перекристаллизации с образованием такситовых разновидностей габбро и нередко наблюдаемого метасоматического облика пород и руд» [5]. Ранее в том же духе высказывались и другие авторы [6, 9], изучавшие рудоносные габбро и пироксениты Волковского и Качканарского массивов.

В отличие от концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса Урала, на площади Суроямского массива наблюдается пространственная совмещенность линейно вытянутых тел рудных магнетитсодержащих клинопироксенитов с серпентизированными дунит-гарцбургитовыми, причем последние приурочены к краевым частям массива. Кроме того, здесь отсутствуют габбро и более кислые дифференциаты, характерные для Платиноносного пояса. Эти отличия могут быть связаны с большей фрагментированностью (усеченностью) Суроямского массива и вмещающих его пород. На простирании Суроямского массива находятся Нязепетровский и Церковский, сложенные как раз «недостающими» габбро и диоритами. Контакты массива с вмещающими вулканогенными породами тектонические. По геофизическим данным, массив в целом имеет бескорневую блоковую структуру при увеличении вертикальной мощности блоков с юга на север от 500 до 1500 м.

Внутреннее строение массива симметрично-линейно-зональное, при этом центральная (осевая) часть массива сложена титаномагнетитовыми пироксенитами, преимущественно крупнозернистыми и пегматоидными, которые прослеживаются с юга на север в виде полосы шириной от 200 до 1000 м. К востоку и западу от осевой части расположены флогопит-апатит-магнетитовые пироксениты, часто обогащенные вкрапленностью халькопирита и платиноидами. Далее, в краевой части массива развиты оливиновые пироксениты, верлиты и альпинотипные серпентиниты с переменными содержаниями клинопироксена.

В восточной части массива, благодаря высокой проницаемости зоны из-за обилия тектонических нарушений, сильно развиты эпигенетические процессы, особенно калишпатизация. Пироксениты, метасоматически измененные в ходе калишпатизации, отличаются от неизменен-

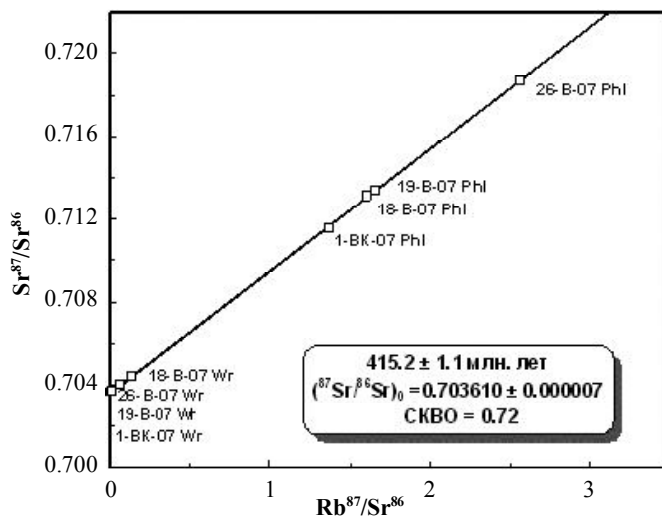


Рис. 1. Rb-Sr эволюционная диаграмма для пироксенитов и выделенных из них флогопитов Суроямского массива, Средний Урал.

Аналитические погрешности не соответствуют размерам приведенных квадратов. Wr – пироксенит, Phl – флогопит.

ных разновидностей более мелкозернистой структурой и полосчатой текстурой. В ходе метасоматического процесса пироксен, изменяясь, становится более железистым (до 34 ат.%) и в конечном итоге парагенетическая ассоциация пироксен+магнетит+апатит+флогопит замещается ассоциацией калиевый полевой шпат+цеолиты.

Тектонический характер контактов массива с вмещающими породами ордовика и силура не дает ответа на вопрос об их возрасте, который трактовался по-разному – от докембрийского до позднепалеозойского. С учетом этого обстоятельства, образцы пироксенитов Суоямского массива, содержащие флогопит, были проанализированы в ИГГ УрО РАН для определения их абсолютного возраста Rb-Sr методом.

Определение отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ осуществлялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID), путем кислотного разложения смесей исходных образцов и трассера с последующим анализом на прецизионном твердофазном (TIMS) мультиколлекторном анализаторе Triton.

Наблюдаемые концентрации Rb и Sr в исследованных образцах характеризуются интервалами 2.4-20 ppm, 330-1983 ppm для пироксенитов, и флогопитов 177-244 ppm, 276-440 ppm соответственно. Диапазон вариаций отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для флогопитов 1.359-2.56, тогда как аналогичные величины для валовых составов, определяющих по сути, в силу своей локализации в начале координат графика $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, величины близкие к первичным отношениям изотопов стронция, локализованы в интервале 0.703660-0.704402.

На графике в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ данные для пироксенитов аппроксимируются изохроной (СКВО=1.6), наклон которой соответствует возрасту 417 ± 10 млн. лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7036093 \pm 0.000008$. Калькуляция Rb-Sr данных для соответствующих пар «пироксенит-флогопит» характеризуется довольно узким интервалом значений 414.6-416.6 млн. лет, совпадая в пределах наблюдаемых погрешностей, с изохронным возрастом, найденным по образцам пород в целом, что допускает вычисление Rb-Sr возраста по всей совокупности аналитических данных. В этом случае возраст 415.2 ± 1.1 млн. лет определяется изохроной (СКВО=0.72) с первичным отношением 0.703610 ± 0.000007 (рис. 1). Полученные по минеральным изохронам «пироксен-флогопит» конкордантные Rb-Sr возрасты позволяют оценить «минимальное время» образования флогопита (который является более поздним, чем пироксен, магнетит, апатит и содержит их включения), поскольку низкие концентрации Rb в пироксенитах накладывают определенные ограничения на представительность Rb-Sr датировок валовых составов.

Отметим, что в недавней публикации [7] приведена Sm-Nd изохронная датировка для апатитового козьвита (вал, апатит, клинопироксен) Суояма: 444 ± 27 млн. лет. Эта датировка древнее полученной по нашим образцам, однако с учетом ее большого доверительного интервала последние представляются нам более надежными.

Полученные данные не противоречат выводу о генетическом родстве Суоямского массива с золото-платино-палладиносной «ветвью» Платиноносного пояса, и вполне вписываются в представления об аллохтонной природе Нязепетровского комплекса и его первичной связи с корневой, Тагильской зоной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белковский А.И., Селиверстов Г.Ф. О формационной принадлежности Суоямского щелочно-ультраосновного массива (Средний Урал) // ДАН СССР. 1976. Т. 230. № 13. С. 660-663.
2. Жилин И.В., Фоминых В.Г. Щелочной метасоматоз Суоямского гнпербазитового массива на Южном Урале // ДАН СССР. 1977. Т. 233, № 2. С. 465-467.
3. Золотов К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросян А.Н., Хрытов В.Н., Платинометальная минерализация в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: УГСЭ, 2001. 199 с.
4. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.
5. Полтавец Ю.А., Сазонов В.Н., Полтавец З.И., Нечкин Г.С. Закономерности распределения благородных металлов в рудных парагенезисах Волковского габбрового массива (Средний Урал) // Геохимия. 2006. № 2. С. 167-190.
6. Попов В.А. О генезисе сидеронитовых руд Качканара // Минералы и минеральное сырье Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. С. 63-77.

7. Попов В.С. История формирования Уральского подвижного пояса в свете новых геохронологических данных // Геодинамика подвижных поясов Земли. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 238-242.
8. Пучков В.Н., Косарев А.М., Жилин И.В. К характеристике вулканогенных формаций Нязепетровского аллохтона // Геол. Сборник ИГ УНЦ РАН №7. Уфа, 2008. С. 180-186.
9. Фоминых В.Г., Холоднов В.В. Особенности состава апатита в условиях образования титаномагнетитового оруденения Волковского габбрового массива на Среднем Урале // Минералы и минеральное сырье Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. С. 89-97.

ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ ГРАНАТОВЫЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ В ЗОНЕ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ПЕТРОЛОГИЯ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Пушкарев Е.В.* , Рязанцев А.В. , Третьяков А.А.** , Белова А.А.****

**Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия*

e-mail: pushkarev@igg.uran.ru

***Геологический институт РАН, Москва, Россия*

e-mail: avryazan51@mail.ru

HIGH-PRESSURE GARNET-BEARING ULTRAMAFIC AND MAFIC ROCKS IN THE MAIN URALIAN FAULT ZONE IN THE SOUTHERN URALS: GEOLOGICAL POSITION, PETROLOGY, AGE AND GEODYNAMIC INTERPRETATION

Pushkarev E.V.* , Ryazancev A.V. , Tret'yakov A.A.** , Belova A.A.****

**Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Ekaterinburg, Russia*

e-mail: pushkarev@igg.uran.ru

***Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

e-mail: avryazan51@mail.ru

Three types of garnet bearing high-pressure (HP) mafic and ultramafic rocks related with the big lherzolite massifs and surrounded mélange of the Main Uralian Fault zone (MUF) in the Southern Urals have been distinguished and studied: 1) pyrope-spinel-olivine websterite and pyrope websterite, 2) garnet pyroxenite and websterite, 3) garnet-pyroxene-amphibole-ilmenite (Ti-Mt) basic rock. Geological position, distribution and some mineralogical and petrological features of the HP-rocks have shown. Estimated pressure and temperature for these rocks formation are – 20, 15, 10 kbars and 100-800°C respectively. Newly obtained U-Pb isotopic zircon ages (SHRIMP-II) correspond to Late Silurian – Early Devonian time (416-399 Ma) and support zircon and Sm-Nd age data obtained before [10, 17, 18]. We assume that HP-rocks are the part of sublithospheric mantle diapir upwelling in the accretionary zone of the East-European platform and Ordovician Guberlya volcanic arc during Ordovician-Devonian time.

Специфической особенностью геологического строения зоны Главного уральского глубинного разлома (ГУГР) на Южном Урале является широкое развитие ультрамафитовых комплексов лерцолитового типа или их фрагментов. К наиболее крупным лерцолитовым массивам зоны ГУГР относятся Нуралинский, Миндякский и Татлембетовский. Крупнейший на Урале Кракинский лерцолитовый аллохтон оторван от корневой зоны ГУГР и, как предполагается, тектонически перемещен на запад, через зону Урал-Тау. В массивах этого типа и окружающих их зонах меланжа были установлены проявления высокобарических гранатовых ультрамафитов и базитов, что позволяет использовать этот факт для целей геодинамической интерпретации. Представления о природе лерцолитовых массивов Южного Урала сводится к двум моделям. Часть исследова-