

УДК 551.24: 553.3:553.061 (450.5)

## МИАССКОЕ СОЧЛЕНЕНИЕ ТАГИЛЬСКОГО И МАГНИТОГОРСКОГО КОМПЛЕКСОВ

(в порядке обсуждения)

А. В. Кузин

### Миасс junction of Tagil and Magnitogorsk complexes

(in order of discussion)

A. V. Kuzin

The subject of research is the area of the junction of two regional structures of the Ural: Tagil and Magnitogorsk. The goal is to prove that the Tagil structure on its South Ural stretch was torn by area of spreading and subsequent volcanic ridges of the Magnitogorsk structure. Methods of research are analysis of published and library materials on the geology of the region and similar tectonomagmatic systems, qualitative interpretation of the gravitational field.

Author established that volcanic rocks of the Miassare valley are timed to formations of the basin in the rear of the island arc of Devonian andesite magmatism of the Tagil complex, rather than to the formation of the Magnitogorsk complex. According to correlation of volcanic belts, hyperbasites, data of the analysis of the absolute age of rocks, petrochemical and gravimetric data author sets structural position of northern pinching-out of the Magnitogorsk area among the formations of andesite structure of the Tagil complex. To explain the long-term (Silurian-Permian) interval of formation of intrusive rocks in the eastern part of the Tagil complex we can propose a model of convective subduction of the crust and upper mantle by intracrustal low-pitched rift. The research results can be used in scientific and methodical aspect – to clarify the evolution of tectonomagmatic systems of Middle and Southern Urals, and in applied aspect – for the prediction of ore and placer gold deposits in sediments of rear basins of aged island arc of andesite magmatism Devonian Tagil zone in the Middle Urals. Relative position was established in space and geological time of such major structures as Tagil and Magnitogorsk paleo island arc system, Serov-Mauks, Miass-Kimpersay, Uzunkur-Kurama hyperbasite belts, Ilmen and Vishnevogorsk subvolcanic alkaline complexes.

**Keywords:** water bearing gas storage, hydrocarbon gas, reservoir, the filtration properties.

Предметом исследования является область сочленения двух региональных структур Урала: Тагильской и Магнитогорской. Цель – доказать, что Тагильская структура на её южноуральском простирании была разорвана зоной спрединга и последующими вулканогенными грядами Магнитогорской структуры. Методика исследований – анализ опубликованных и фондовых материалов по геологии региона и аналогичных тectonomagmatic систем, качественная интерпретация гравитационного поля. Установлена приуроченность вулканитов Миасской долины к образованиям бассейна в тылу островной дуги девонского андезитового магматизма Тагильского комплекса, а не к образованиям в составе Магнитогорского. По корреляции вулканических поясов, гипербазитов, данным анализа абсолютного возраста пород, петрохимическим, гравиметрическим данным установлена структурная позиция северной выклинки Магнитогорской зоны среди образований андезитовой формации Тагильского комплекса. Для объяснения длительного

(силур-пермь) интервала формирования интрузивных пород в восточной части Тагильского комплекса предложена модель конвективной субдукции коры и верхней мантии по внутрикоровому пологому разлому. Результаты исследований могут быть использованы в научно-методическом аспекте – для уточнения эволюции тectonomagmatic систем Среднего и Южного Урала, а в прикладном – для прогнозирования рудных и россыпных месторождений золота в отложениях тыловых бассейнов зрелой островной дуги андезитового магматизма девонского возраста Тагильской зоны на Среднем Урале. Установлено взаимоположение в пространстве и в геологическом времени таких крупных структур, как Тагильская и Магнитогорская палеоостроводужные системы, Серовско-Маукский, Миасс-Кимперсайский, Узункур-Кураминский пояса гипербазитов, Ильменский и Вишневогорский субвулканические щелочные комплексы.

**Ключевые слова:** тектоника; формация; гипербазиты; андезитовый магматизм; субдукция.

Исторически, до середины XX века, в структуре Урала выделяли единую Тагило-Магнитогорскую геосинклинальную зону. Затем определили различный возраст их формирования: силур – первой, девон – второй. В конце 1950-х гг. геологические толщи Карабашского рудного района отнесли к образованиям Магнитогорской структуры. В 1990-е гг. к ней же относили вулканиты восточной части Кировградского рудного района. Автор полагает, что Магнитогорская зона спрединга и островных дуг в  $D_{2-3}$  своей северной частью (на широте города Миасс) была заложена среди образований девонской андезитовой формации Тагильской мегазоны. В  $D_2-C_1$  эти две системы функционировали параллельно.

На рис. 1 приведена геологическая схема района сочленения Тагильского и Магнитогорского комплексов (по материалам геологической карты Урала масштаба 1:200000 под ред. Т. В. Диановой, И. Д. Соболева). Так как многие вопросы геологического строения района являются дискуссионными, сделаем пояснения к нашим представлениям о залегании различных геологических образований.

На широте города Верхний Уфалей к западу от меридиана  $60^\circ$  в. д. залегают рифей-вендские кристаллические сланцы Уфалейско-Уралауского комплекса. К востоку от меридиана располагаются круто наклонённые на восток вулканиты южной части колчеданоносной Лёвихинско-Зюзельской полосы базальт-риолитовой формации силурийского возраста. Восточнее находятся отложения андезитовой формации девонского возраста южной части Полевской мульды. Это образования морского бассейна в тылу зрелой островной дуги андезитового магматизма. (Поясним, что в нашем понимании тыл дуги при восточном падении зоны субдукции и перемещении очагов магматизма с запада на восток располагается от дуги к западу.) К Уфалейскому гипербазитовому массиву с запада примыкают вулканиты базальт-риолитовой силурийской колчеданоносной формации запрокинутого на запад склона Красноуральско-Дегтярско-Карабашской гряды (с Маукским месторождением), а с востока – такие же вулканиты восточного палеосклона гряды (с Кузнечихинскими месторождениями). Положение осевой части палеогряды контролирует цепочка массивов гипербазитов: Карабашский, Сугурский, Уфалейский. Эти структурно-формационные комплексы описаны нами в работах [1, 2, 3]. Восточнее залегают субвулканиты Вишнёвогорского комплекса.

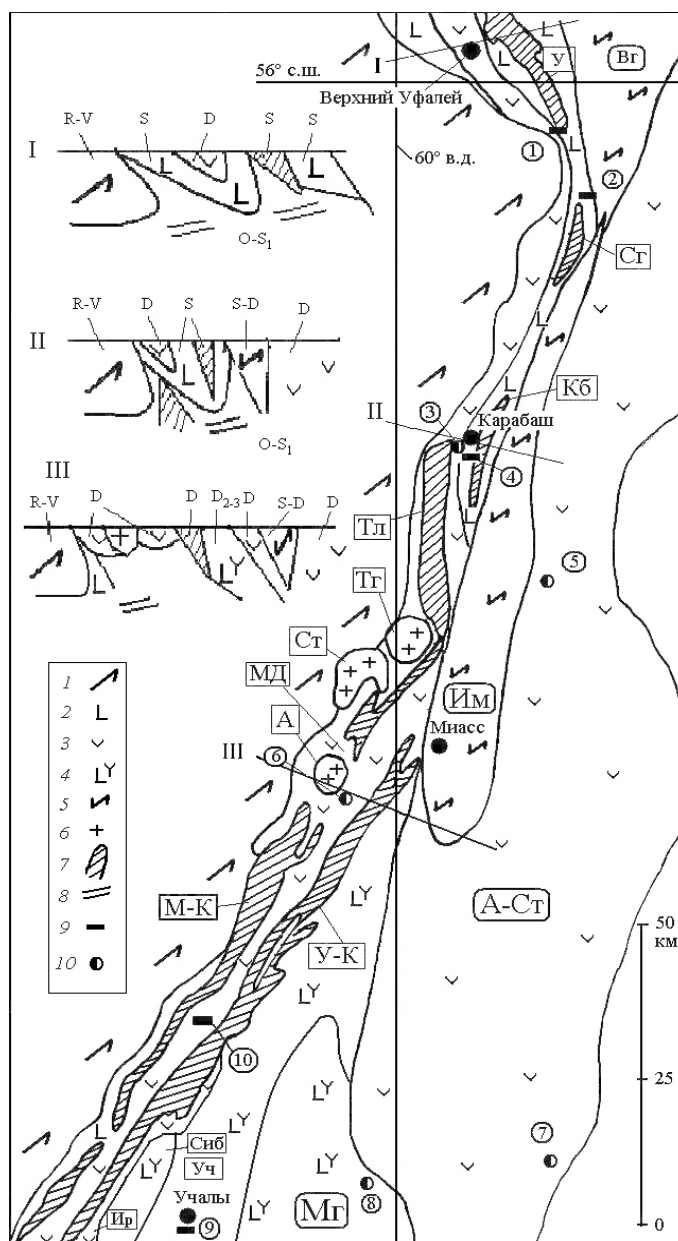
На широте города Карабаш к северо-востоку от Таловского габбро-гипербазитового

массива образования тыловодужного бассейна девонской андезитовой формации залегают в виде схлопнутых крыльев Барнинской мульды. Здесь располагаются золотоносные россыпи Соймановской долины и пирротин-халькопиритовое Барнинское месторождение. Базальт-риолитовые вулканиты, вмещающие Карабашскую группу медно-цинковоколчеданных месторождений, залегают в запрокинутом на запад положении. Структурная и формационная принадлежность вулканитов Карабашского рудного района к образованиям южной части Тагильского комплекса показана нами в работе [2].

В районе города Миасс геологический разрез представлен туфами андезитов, туфопесчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами, известняками, базальтами, дайками габбро-диабазов, штоками андезитов, диоритов, пластинами серпентинитов, кварцевыми жилами, метасоматитами кварц-альбит-серицитового состава [4, 5]. В структуре долины выделяют две синклинали с пологими (порядка  $30^\circ$ ) углами падения крыльев. Здесь есть скарново-магнетитовое Круглогорское [4], меднопорфировое Вознесенское [6] месторождения, согласные с напластованием туфов основного состава линзы массивных пирротин-пирит-халькопиритовых руд. В Миасской долине в XIX веке добыто около 100 т россыпного золота с большой долей самородков. Такой комплекс пород и типов месторождений характерен для андезитовой формации Среднего Урала [1, 7], а не для колчеданоносных вулканитов Магнитогорской структуры.

В труде Т. И. Фроловой, И. А. Буриковой [5] комплекс пород Миасской долины описан под названием Северо-Ирендыкский и отнесен к образованиям Магнитогорской структуры. Такова была научная концепция геологов МГУ с конца 50-х годов XX в. (А. Д. Ракчеев и др.). Для Карабашского района нами показано [2], что причисление вулканитов Барнинской мульды к северному продолжению толщ Магнитогорского прогиба сомнительно: составы пород мульды имеют петрохимические характеристики, существенно отличающиеся от составов стратотипов (поляковская, ирендыкская, карамалыташская свиты) Магнитогорской структуры.

Для решения вопроса о структурном положении вулканитов Миасской долины обратим внимание на положение габбро-гипербазитовых поясов. Ряд исследователей считает их комагматами базальтоидных меднорудных формаций [5, 8]. В монографии А. А. Щипанского [9] приведены материалы зарубежных геологов (Cloos M., Builter C. J. и др.) о выплавках габбро-гипербазитовой магмы в процессе прерывистой субдук-



**Рисунок 1. Схема геологического строения области сочленения Тагильского и Магнитогорского геологических комплексов / Figure 1 | Geological structure of the area of the junction of Tagil and Magnitogorsk geological complexes.** 1 – кристаллические сланцы и терригенно-карбонатные толщи Уфалейско-Уралтауского рифейского комплекса; 2 – колчеданосная базальт-риолитовая формация силурийского возраста; 3 – андезитовая формация девонского возраста; 4 – нерасчленённые, преимущественно базальт-риолитовые, колчеданосные образования Магнитогорской островодужной системы средне-верхнедевонского возраста; 5 – гнейсово-мигматитовые и миаскит-карбонатитовые образования верхнесилурийско-девонского возраста; 6 – граниты; 7 – серпентиниты; 8 – базальты и сланцы; 9 – месторождения меди; 10 – месторождения золота.  
**Геологические структуры:** Вг – Вишнёвогорский гнейсово-мигматитовый комплекс; Им – Ильменогорский миаскит-карбонатитовый; А-Ст – плутоны, вулканы и вулканогенно-осадочные породы в составе зре-

лой островной дуги андезитового магматизма девонского возраста; Мд – вулканы и осадки тылового бассейна (Миасская долина) девонской андезитовой формации южного продолжения Тагильской системы; Мг – образования Магнитогорской системы; в её составе: Ир – северное замыкание Южно-Ирендыкской гряды, Сиб – то же Сибайской гряды, Уч – Учалинская гряда.  
**Интрузивные массивы** гипербазитовые: У – Уфалейский; Ст – Сугомакский; Кб – Карабашский; Тл – Таловский; М-К – Миасс-Кимперсайского пояса; У-К – Узункур-Кураминского пояса; гранитовые и гранодиоритовые: Тг – Тургоякский; Ст – Сыростанский; А – Атлянский.  
**Месторождения меди**  
 1 – Маукское; 2 – Кузнечихинское; 4 – Карабашской группы; 9 – Учалинское, Ново-Учалинское; 10 – Вознесенское порфировое.  
**Месторождения золота**  
 3 – Соймановской долины; 5 – Непряхинское; 6 – Миасской долины; 7 – Светлинское; 8 – Масловской группы.

ции океанической коры в обстановках растяжения литосферы над зоной субдукции в тыловой части островных дуг. Так как картирование и трассирование поясов гипербазитов выполнено надёжно, то по совместному нахождению гипербазитов и вулканитов можно установить принадлежность последних к Магнитогорскому или Тагильскому комплексам.

В районе города Миасс сходятся три пояса гипербазитов (рис. 1). Массивы Карабашский, Сугурский, Уфалейский являются южными фрагментами Маукско-Серовского пояса, который севернее включает полосы альпинотипных серпентинитов и крупные массивы Верх-Нейвинский, Восточно-Тагильский. В южной части массивы пояса располагаются в осевой части гряды вулканитов базальт-риолитовой формации (Красноуральско-Карабашская колчеданосная гряда) [3, 8]. А в северной части (Красноуральский, Турьинский районы) они смещаются из осевой части к востоку, впрочем, находясь среди силурийских вулканогенно-осадочных отложений преддуговых бассейнов [7]. То есть, в восточной части Тагильской зоны сформировался надсубдукционный пояс офиолитов, смещённый с восточной колчеданосной грядой силурийского возраста. Однако многочисленные мелкие пластины и будины серпентинитов располагаются не только среди пород силурийского возраста, но и среди вулканогенных пород андезитовой формации девона. Таковы особенности строения примыкающих с запада к колчеданосной гряде отложений Полевской мульды, а также и Барнинской в Карабашском районе, и рассматриваемой нами Миасской.

Габбро-гипербазитовый Таловский массив и массивы Миасс-Кимперсайского пояса представляют в структурном плане единую полосу. В южном простирании Магнитогорского комплекса они примыкают к западному флангу баймак-бурибайской полосы [5] и являются, вероятно, одним из структурно-формационных элементов этой магматической системы. В рассматриваемом Миасском районе отдельные вулканические образования баймак-бурибайской толщи могут в редуцированном виде присутствовать в западной части района, на контакте с кристаллическими сланцами, даже проходить в Карабашский район вместе с Таловским массивом. То есть у исследователей есть некоторые основания причислять и вулканиты Миасской долины к Магнитогорской структуре.

Узункар-Кураминский пояс гипербазитов пространственно совпадает с грядой колчеданосных вулканитов, включающих Сибайское медноколчеданное месторождение (на рис. 1 на южном обресе геологической схемы выделено

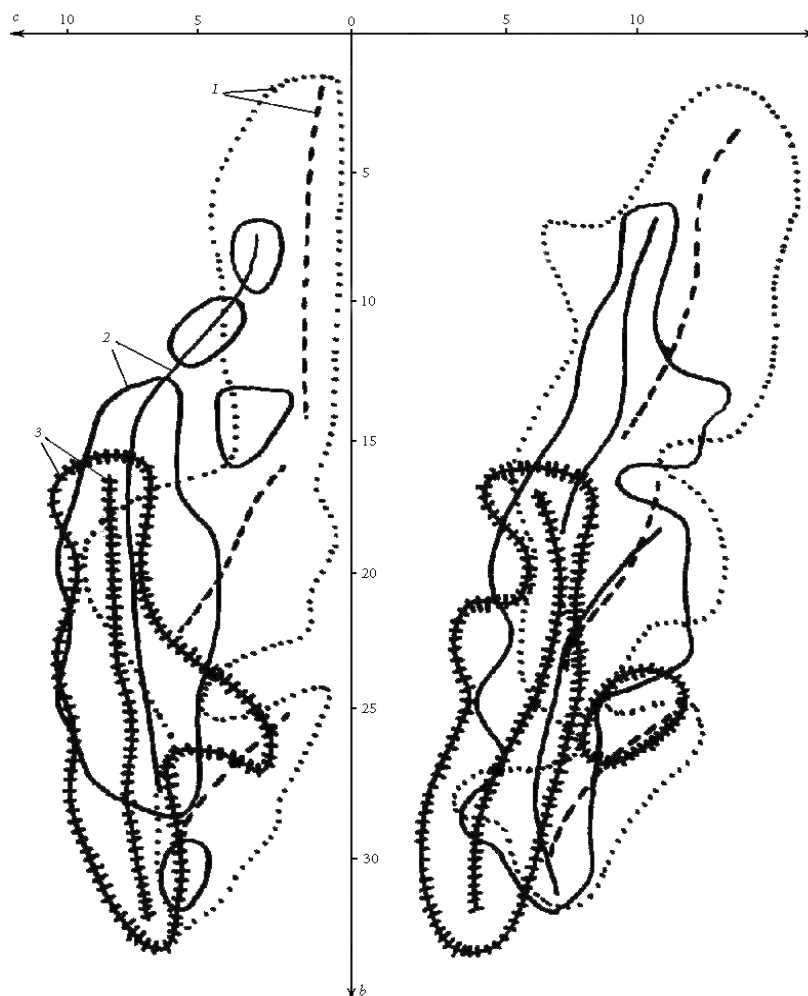
северное замыкание гряды). Гряда вулканитов и пояс проходят западнее полосы, включающей Учалинское месторождение [5]. В Миасскую долину гипербазиты пояса не проходят, то есть андезитойды Миасской долины и пояс гипербазитов с примыкающей к ней Сибайской полосой колчеданосных пород относятся к различным региональным геологическим структурам.

Время формирования Миасс-Кимперсайского и Узункар-Кураминского поясов гипербазитов нельзя оторвать от времени функционирования островных дуг и других супрасубдукционных процессов в Магнитогорской зоне, то есть это эйфель-живет. Таков же возраст образований Миасской долины, но это не может указывать на их принадлежность к единой структуре.

При анализе структурно-формационной принадлежности андезитойдов Миасской долины обратимся к петрохимическим материалам, опубликованным Т. И. Фроловой и И. А. Буриковой [5]. Авторами этого труда исследованы составы и эволюция магматических очагов, сформировавших эффузивы Магнитогорской структуры и Миасского района. Установлено, что последние соответствуют единому вариационному ряду андезитобазальты-базальты, их анортитовое число высокое (соответствует нормальным, не альбитизированным составам), они характеризуются умеренной натровой щёлочностью (рис. 2). Такие петрохимические характеристики установлены нами в андезитойдах Барнинской мульды в Карабашском районе, в Полевской мульде [1, 2].

Породы Южно-Ирендыкской зоны имеют иной характер дифференциации составов. При том, что в объеме эффузивных пород преобладают базальты-андезиты, в её составе есть существенная доля кислых. В целом породы, соответствующие составам риолиты-андезиты, андезитобазальты, базальты, образуют три самостоятельных вариационных ряда на анортитовой и щелочной плоскостях диаграммы А. Н. Заварицкого. В этом Южно-Ирендыкская гряда наследует подобную же особенность магматических надсубдукционных процессов, сформировавших вулканиты баймак-бурибайской зоны. К тому же в работе [5, рис. 10] на треугольной диаграмме можно видеть, что по содержанию весовых количеств окислов магния и щелочных металлов вулканиты Южно- и Северо-Ирендыкской зон (Миасская долина) различаются существенно, то есть это продукты различных магматических систем, а не различные производные единой системы. Как отмечено в [5], характер эксплозивной деятельности в этих зонах тоже был существенно различным: вулканиты Северной зоны выведены из недр трещинными вулка-





**Рисунок 2. Положение фигуративных точек составов пород на диаграмме А. Н. Заварицкого (по материалам [5]) / Figure 2 | The position of data points of rock compositions on the Zavaritskii chart. *a* – щелочная ось, *c* – анортитовая ось, *b* – фемическая ось;**

*1* – медианная линия и поле точек баймак-бурибайской базальт-риолитовой формации; *2* – дациты, андезиты, базальты Южно-Ирендыкской зоны; *3* – андезито-базальты, их туфы Северо-Ирендыкской (по [5]) зоны.

нами, Южной – в основном крупными вулканами центрального типа.

Эволюция базальтоидного магматизма в западной части Магнитогорской зоны проявляется в виде последовательной смены с запада к востоку продуктов ранних островных дуг (контрастно дифференцированная баймак-бурибайская и непрерывно дифференцированная тубинско-маканская полосы) образованиями зрелой ирендыкской дуги со слабо дифференцированной андезит-базальтовой магмой [5, 8, 10]. Все эти гряды протяженностью более 700 км простираются на юг от Миасского района в осевую часть Магнитогорской зоны. Андезиты Миасской долины в структурном плане должны занимать место вулканитов зрелой островной дуги. Но в Магнитогорской зоне это структурно-генетическая позиция вулканитов собственно Южно-Ирендыкской гряды. Андезиты небольшого хребта Ирендык в 25

км к северо-северо-востоку от города Учалы, к востоку от Узункаро-Кураминского пояса гипербазитов являются северным флангом Южно-Ирендыкской гряды. А выше показано, что андезитоиды Миасской (Северо-Ирендыкской зоны) и Южно-Ирендыкской долин по петрологическим и петрохимическим параметрам относятся к различным магматическим системам. То есть вулканиты Миасской долины не свойственны магматизму Магнитогорской зоны и могут перемежаться с образованиями последней только тектонически.

Характер сочленения геологических толщ Тагильской и Магнитогорской структур в Миасском районе сложный. Вулканиты баймак-бурибайской толщи, залегающие между кристаллическими сланцами Уфалейско-Уралтауского рифейского комплекса и Миасс-Кимперсайским поясом гипербазитов, выклиниваются из разреза где-то в 40 км севернее широты города Учалы.

На это указывает северное замыкание положительной гравитационной аномалии над толщей (рис. 3) (возможно, в редуцированном виде вулканы могут простираться до широты города Карабаш). В 35 км к юго-западу от города Миасс к рифейскому комплексу примыкают андезиты Миасской долины. Другая полоса вулканогенно-осадочных пород Миасской долины, включающая Вознесенское медно-порфировое месторождение, проходит к югу, располагаясь восточнее гипербазитов Миасс-Кимперсайского пояса, и где-то южнее города Учалы должна выклиниваться из разреза. Следовательно, вулканы колчеданосной баймак-бурибайской полосы и андезиты Миасской долины располагаются параллельно друг другу на протяжении 50–100 км, а далее первые уходят на юг на 700 км, а вторые – на север, восточнее Таловского массива в Барнинскую мульду Карабашского района и на север в Тагильскую систему.

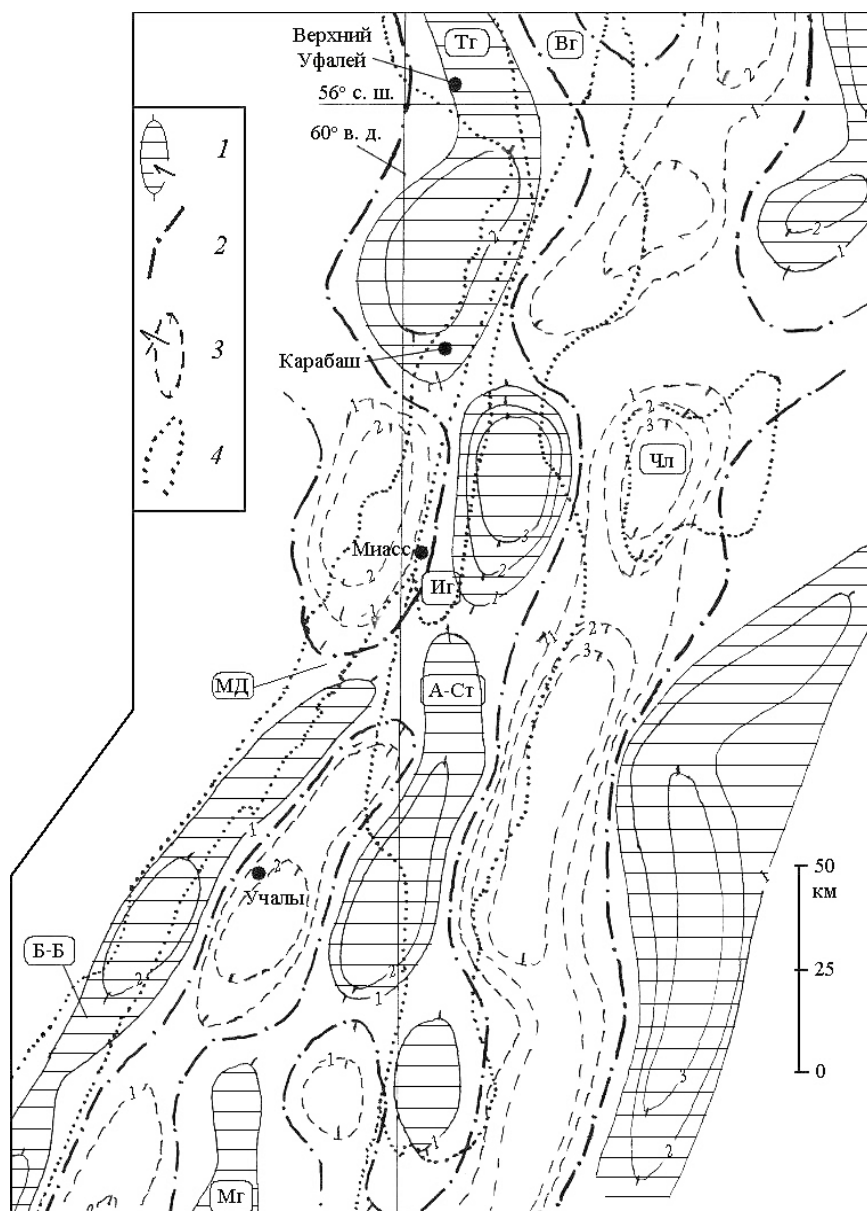
На плане аномалий гравитационного поля (рис. 3) видно, что локальные аномалии над образованиями Магнитогорской структуры (учалинский минимум и локальные положительные и отрицательные аномалии длиной 50 км к югу от города Учалы) буквально вклиниваются и расчленивают полосовые аномалии, приуроченные к геологическим толщам южной части Тагильского комплекса: над Арамилско-Сухтелинской грядой протягивается положительная аномалия, восточнее – отрицательная над гранитоидами. А западнее – цепочка положительных и отрицательных аномалий вдоль тектонической границы между образованиями Уфалейско-Уралтауского древнего комплекса и вулканидами Тагильско-Сакмарской силурийской раннеостроводужной зоны. Андезиты Миасской долины проявляются здесь локальной отрицательной аномалией, обособленной от аномалий над породами Магнитогорской структуры. Согласно принципам качественной интерпретации физических полей, форма аномалий соответствует форме аномалиеобразующих геологических тел, в данном случае – структур.

Наконец, для выяснения истории заложения и формирования северных выклинок вулканитов Магнитогорской структуры среди образований Тагильской структуры обратимся к анализу времени образования комплексов пород в районе сочленения двух мегаструктур (рис. 4). По многочисленным определениям возраста флоры и фауны, определениям абсолютного возраста образцов горных пород [5, 6, 8], апобазальтоидные формации Тагильской зоны, включая андезиты Миасской долины, формировались с ланндоверийского времени до живетского, порядка 60 млн лет. Раннеостроводужные колче-

даноносные вулканы Магнитогорской зоны спрединга начали формироваться в раннем эйфеле. Завершение субщелочного вулканизма базальт-трахириолитовой формации произошло здесь в серпуховский век [5, 8]. Соответственно заложение зоны спрединга началось, когда в западной части Тагильского комплекса, в области тыловых бассейнов островной дуги, уже порядка 10 млн лет формировались вулканы, осадочные породы андезитовой формации. Два десятка миллионов лет магматические очаги андезитовой и колчеданосных базальт-риолитовых формаций функционировали параллельно. Подобный параллелизм и даже пересечение различных вулканических поясов отмечается в современных активных зонах юго-западной части Тихого океана [9].

Вишнёвогорский гнейсово-мигматитовый и Ильменогорский миаскит-карбонатитовый комплексы рассматривают в составе общего структурного элемента геологического строения Средне- и Южноуральского отрезков Урала [12, 13]. Г. К. Кейльман приводит сводку нескольких сотен определений абсолютного возраста пород комплексов и вмещающих. При высокой дисперсии распределения возрастов выделяются три модальных: 440, 370, 300 млн лет. В последние годы по зонам роста кристаллов циркона выполнены новые определения возраста, которые относят к этапам зарождения магмы, становления массивов, их активизации (рис. 4) [13–15]. Зарождение Ильменогорского комплекса в лудлове, становление в эмс-эйфеле проходило в одно время с функционированием в Тагильской структуре, особенно в её северо-западной части, субщелочного магматизма трахиандезитовой формации с формированием Тагило-Кушвинской группы скарново-магнетитовых месторождений. Южное замыкание её продуктов установлено в южной части Полевской мульды, где есть вулканические постройки, субвулканическое тело сиенитов.

В северо-восточной части Тагильской структуры, в Турьинском районе, и в средней части, в Кировградском районе [7] известны субщелочные эффузивы и присущие этой формации магнетитовые руды (месторождение «34 квартал» в Турьинском районе). Значит, в пржиудлий-жединское время в Тагильской структуре были две зоны, западная и восточная, в которых проявилась субщелочная специализация эволюции базальтоидных магм. Ильменский и Вишнёвогорский комплексы располагаются на южном простирании восточной палеодуги вулканитов трахиандезитовой формации. В Миасском районе магматизм восточной зоны проявился в субвулканической и флюидной формах.



**Рисунок 3. Схема районирования гравитационного поля (высокочастотная составляющая спектрального анализа поля по Г. Я. Деметьеву [11]), в условных единицах / Figure 3 | The scheme of zoning of the gravitational field (high-frequency component of the spectral analysis of the field, Dement'yev, 1984). 1 – положительные аномалии; 2 – нулевые значения; 3 – отрицательные аномалии; 4 – границы геологических структур (Тг – южная часть Дегтярско-Полевского рудного района в составе Тагильской палеоостроводужной системы, Вг – Вишнёвогорский гнейсово-миг-**

**магитовый комплекс, Чл – Челябинский гранитный массив, Иг – Ильменогорский миаскиг-карбонатитовый комплекс, А-Ст – Арамильско-Сухтелинский фрагмент вулканитов островной дуги и окраинных морей андезитовой девонской формации, МД – вулканиты и осадки тылового бассейна девонской андезитовой формации южного продолжения Тагильской системы (Миасская долина), Б-Б – вулканиты раннеостроводужной Баймак-Бурибайской зоны, Мг – нерасчленённые раннеостроводужные колчеданосные образования Магнитогорской системы).**

Следовательно, Ильменогорский щелочной миаскиг-карбонатитовый комплекс раннедевонского возраста занимает в структуре района и эволюции магматических систем Тагильской мегазоны определённое и закономерное место, а именно, в виде проявления щелочного этапа магматизма после раннеостроводужного колчеданосного, перед андезитоидным.

Андезито-базальты, их туфы, туфопесчаники Арамильско-Сухтелинской зоны (рис. 1) – это типичные образования зрелой островной дуги девонского андезитового магматизма Тагильской структуры и бассейнов перед фронтом дуги [7]. В гравитационном поле (рис. 3) вулканические образования дуги проявляются линейной положительной аномалией. А к

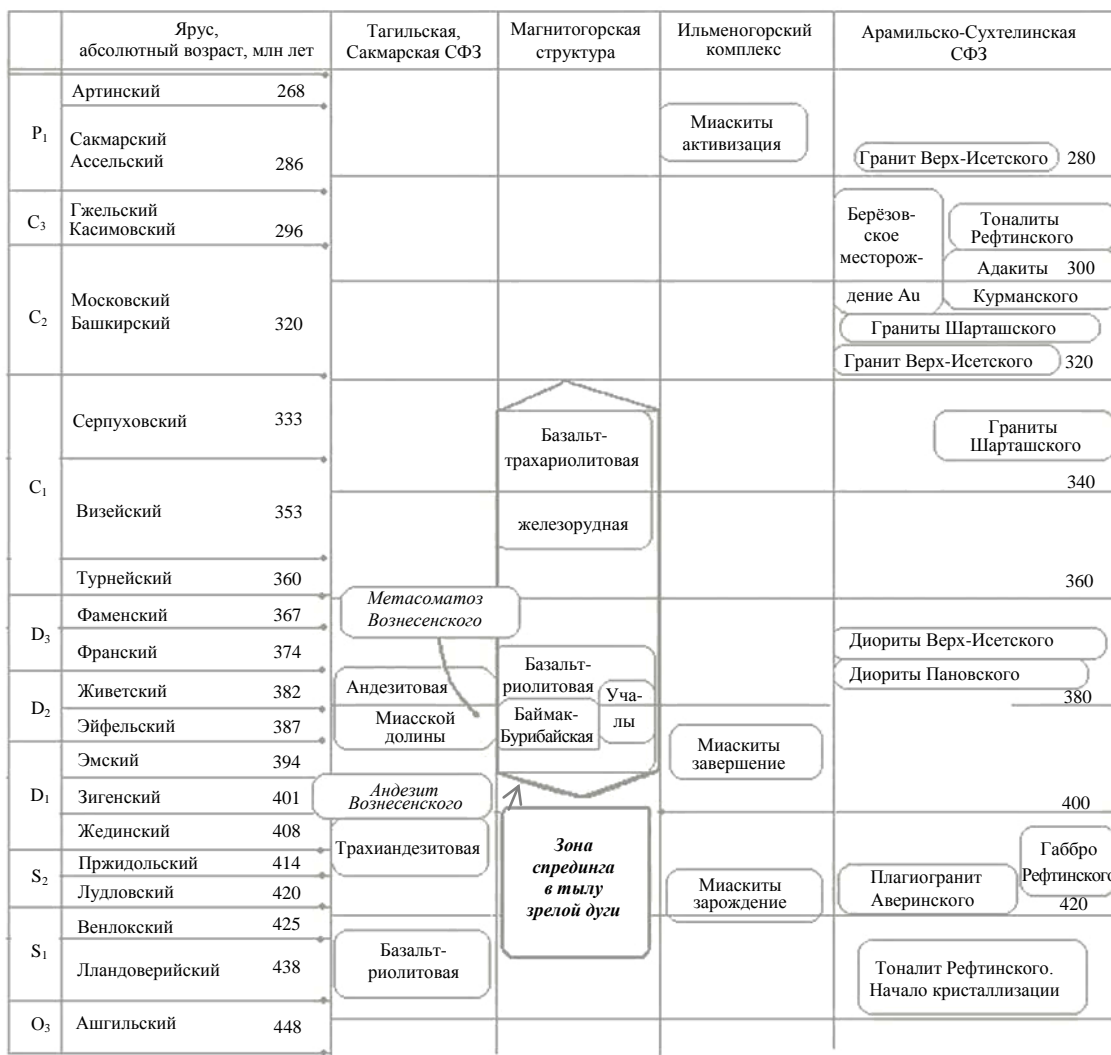


Рисунок 4. Сопоставление возрастов формирования структурных элементов Тагильского и Магнитогорского комплексов (по опубликованным дан-

ным) / Figure 4 | Comparison of the ages of forming of structural elements of Tagil and Magnitogorsk complexes.

востоку от неё есть линейная отрицательная. Она обусловлена наличием крупных и средних массивов гранитов, несущих золоторудную и редкоземельную минерализацию. Массивы диоритов, гранитов располагаются как восточнее островной дуги, так и в пределах её, а мелкие массивы известны также в области тыловых бассейнов андезитовой формации, как, например, массивы Миасской долины, Гумешевский в Полевской мульде.

В целом эволюционный ряд магматических надсубдукционных процессов в пределах Тагильской структуры включает вулканы силурийской базальт-риолитовой, силуро-девонской трахиандезитовой, девонской андезитовой, девон-каменноугольной габбро-тоналит-гранодиоритовой и гранитной формаций (включая массивы Челябинский, Пластовские, Маминско-Аверинские, Рефтинский и др.) [1, 7].

Анализ возрастов интрузивных массивов восточной части Тагильской структуры (рис. 4), полученных учеными Института геологии и геохимии УрО РАН [16–20], показывает, что зарождение их отдельных фаз произошло ещё в силуре, диоритовые плутоны образовались в D<sub>2,3</sub>, гранитные – в карбоне-перми. Если последние две фазы объясняются закономерной эволюцией магматизма над всё более погружающейся в верхнюю мантию пластиной океанической коры, то силурийский возраст зарождения интрузивов в дальней преддуговой зоне ранней островной дуги такой моделью субдукции объяснить сложно. Современные представления зарубежных геологов о строении и динамике зоны субдукции [9], по мнению автора, имеют одну неверную физическую посылку.

Они полагают, что субдуцирующая пластина (слэб) океанической коры может под дейст-



вием своего веса погружаться в мантию, даже отрываться. И только пластины большой (порядка 20–30 км) мощности могут впоследствии «всплывать», формируя зоны пологой «горячей» субдукции. Но любая пластина океанической коры имеет заведомо меньшую плотность, чем плотность вещества верхней мантии. Кора не может тонуть, отрываться под действием своего веса. Динамика и деструкция пластины обусловлена только конвективным движением мантийного вещества. Взгляд на протяжённость (100–300 км) и вертикальный размах (50–100 км) очагов землетрясений [9] в областях субдукции под современными Изу-Бонинской и другими островными дугами юго-западной части Тихого океана даёт основание предполагать, что погружается под островную дугу и континент не тонкий слой, а вся зона верхней мантии. В её верхней части мощностью 50–100 км динамические напряжения разряжаются в виде разрывов (очаги землетрясений), а в нижней, более пластичной – без таковых, за счёт реоморфизма.

Модель субдукции (зоны Заварицкого-Беньофа) в виде погружения океанической части коры и верхней мантии по наклонной зоне внутримантийного разлома под океаническую или континентальную кору позволяет объяснить зарождение в дальней преддуговой области глубинных магматических расплавов, формирующих впоследствии одни из компонентов вулканоплутонических поясов зрелых островных дуг и плутонов зон орогенеза.

Изменчивый характер положительных и отрицательных аномалий гравитационного поля (рис. 3) над протяженными структурными элементами Тагильской и Магнитогорской зон свидетельствует о неоднородности строения и динамики самих зон субдукции. Они могли иметь поперечные разрывы, различную глубину погружения, различную динамику. Ширина аномалий 25–40 км отражает размеры структурно-фациальных зон, сформировавшихся в результате супрасубдукционных магматических процессов. С учётом последующих дислокаций палеозойского Урала можно предположить, что при первичном формировании и залегании ширина зон была несколько больше, но не более чем вдвое, даже для дислоцированных тыловых бассейнов андезитовой формации.

На широте города Миасс в строении Тагильской структуры по известным элементам геологического строения и характеру гравитационных аномалий можно выделить полосу своеобразной эволюции магматических систем. Раннеостроводужный колчеданосный магматизм здесь почти не проявился, в  $D_1$ - $D_2$

функционировал субщелочной магматизм Ильменогорского комплекса, в  $D_2$ - $D_3$  интенсивно проявился андезитовый магматизм в тыловом бассейне (Миасская долина) и в зрелой дуге (Арамилско-Сухтелинская зона), а в позднем палеозое над фронтальной частью субдукционной зоны сформировался крупный гранодиоритовый Челябинский массив. К северу от широты города Карабаш характер и масштаб проявления структурно-формационных зон иной.

В целом характер распределения редкоземельных элементов в вулканитах и плутонах зрелой островной андезитовой дуги [7, 17] указывает на расположение её магматических очагов под корой. Однако в работе [21] в распределении редкоземельных элементов в меланосоме Курманского гранитного массива можно видеть наличие характерного для адакитов минимума ниобия. Это указывает на проявление здесь «пологой горячей» субдукции [9] и участие корового материала в формировании магматического расплава.

Гранитоидный магматизм и золотооруденение в пределах зрелой островной дуги (Арамилско-Сухтелинская зона) функционировали почти 100 млн лет (см. рис. 4), от кварц-сульфидного золотого оруденения в северной части Верх-Исетского плутона, на Пановской Ляге [17], до уникального по масштабам золотого оруденения Берёзовского месторождения в дайках гранит-порфиоров в  $C_2$ - $C_3$  [19]. С учётом определения силурийского возраста отдельных тел габбро, тоналитов, плагиогранитов в составах массивов восточной части Тагильской системы интервал прерывистого проявления магнообразования в этой части превышает 140 млн лет. Магмогенерация в самой восточной части будущей Тагильской системы проявилась со времени заложения в силуре в её западной части глубинного желоба и ранней островной дуги. Это могло произойти только при субдукции мантийного вещества по наклонной внутримантийной зоне разлома.

За рамками статьи оставим рассуждения о возможном влиянии на субдукционные процессы выступа рифей-вендских пород Восточно-Европейской платформы. Не оказал ли так называемый Уфимский выступ влияние на редуцированное проявление базальт-риолитового магматизма западной части Тагильской системы на широте к югу от города Верхний Уфалей? Не давлением ли выступа обусловлено субвулканическое проявление субщелочного магматизма Ильменогорского комплекса и северное замыкание Магнитогорской зоны спрединга? Но кажется ясным, что в западной части Миасской долины маломощные тела пород силурийского

и девонского возрастов Тагильской системы могут перемежаться с такими же маломощными телами, порождёнными магматизмом в районе северных выклинок Магнитогорской девонской зоны спрединга, так как магматические очаги последней не смогли бы переработать породы Тагильской.

Установление структурно-формационной принадлежности отложений Миасской долины к одному из тыловых бассейнов зрелой дуги андезитового магматизма Тагильской структуры позволяет обратить внимание на потенциальные медно-золоторудные ресурсы аналогичных бассейнов. В Барнинской мульде было добыто более 15 т золота; в Полевской и Верхне-Тагильской объёмы вулканогенно-осадочных образований соизмеримы с таковыми в Барнинской и Миасской. Ресурсы первых можно полагать высокими, рекомендуется продолжить их опосредованное.

Итак, подведём итог. Вулканогенно-осадочные и плутонические породы Миасской золотоносной долины, по мнению автора, являются образованиями бассейна в тылу зрелой островной дуги девонского андезитового магматизма Тагильской структуры.

Северное замыкание Магнитогорской зоны спрединга располагается между отложениями тылового бассейна и островной дуги андезитового магматизма Тагильской структуры.

Гипербазиты Карабашского массива относятся к Серовско-Маукскому поясу в составе Тагильской структуры; габбро-гипербазитовый Таловский массив, Миасс-Кимперсайский и Узункар-Кураминский пояса являются элементами Магнитогорской структуры. Залегающие вместе с поясами гипербазитов колчеданосные вулканы соответственно относятся к Тагильскому (Карабаш) и Магнитогорскому комплексам.

Вишнёвогорский гнейсово-мигматитовый и Ильменогорский миаскит-карбонатитовый комплексы являются субвулканической формой проявления раннедевонского субщелочного магматизма в составе Тагильской структуры.

Формирование отдельных фаз плутонов в восточной части Тагильской структуры с силура до перми можно объяснить механизмом конвективной субдукции коры и верхней мантии по внутримантийному пологому разлому.

Принято к публикации 18.02.2016

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кузин А. В., Папулов Н. Б. Эволюция магматизма, металлогения Тагильской палеоостроводужной системы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996.

№ 4. С. 101–105.

2. Кузин А. В. Рудоносные формации Карабашского района на Среднем Урале // Урал. геол. журнал. 2002. № 4 (28). С. 109–120.

3. Кузин А. В. Уфалейский вулканоплутонический комплекс // Изв. вузов. Геология и разведка. 2005. № 3. С. 27–30.

4. Белгородский Е. А., Шалагинов А. Э. Проблема золотопорфирового оруденения в Миасском районе // Урал. геол. журнал. 1999. № 3. С. 97–100.

5. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 279 с.

6. Грабежев А. И., Шардакова Г. Ю., Ларионов А. Н. Рудно-магматическая система Вознесенского медно-порфирового месторождения // Ежегодник-2007. Тр. ИГГ УрО РАН. 2008. Вып. 155. С. 253–259.

7. Кузин А. В. Андезитовая формация Тагильской зоны. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. 100 с.

8. Медноколчеданные месторождения Урала: условия формирования / В. А. Прокин [и др.]. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.

9. Щипанский А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 560 с.

10. Кузин А. В. К истолкованию физических полей над меднорудными районами Юго-Восточной Башкирии // Советская геология. 1989. № 8. С. 91–96.

11. Дементьев Г. Я. Структура аномальных полей Среднего Урала на основе спектрального анализа // Геофизические методы поисков и разведки рудных и нерудных месторождений: межвуз. науч. темат. сборник. Вып. 10. Свердловск: Изд. СГИ, 1984. С. 8–13.

12. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

13. Недосекова И. Л., Белоусова Е. А., Шарыгин В. В. La-Nf изотопный состав цирконов Ильмено-Вишнёвогорского комплекса (результаты исследования методом лазерной абляции) // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН. 2010. Вып. 157. С. 283–288.

14. Цирконология амфиболитов Липовой Курьи (Ильменогорская зона, Южный Урал) / Краснобаев А. А. [и др.] // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН. 2010. Вып. 157. С. 267–272.

15. Цирконология Селянскинского блока Ильменских гор / А. А. Краснобаев [и др.] // ДАН. 2001. Т. 379. № 6. С. 807–811.

16. Зинькова Е. А. Петролого-геохимические особенности и U-Pb возраст диоритов чувсовской габбро-диоритовой серии Верх-Исетского массива (Средний Урал) // Ежегодник-2007. Тр. ИГГ УрО РАН. 2008. Вып. 155. С. 259–263.

17. Зинькова Е. А., Холоднов В. В. Новые данные о геологическом строении золоторудного месторождения Пановская Ляга // Ежегодник-2007. Тр. ИГГ УрО РАН. 2008. Вып. 155. С. 313–316.

18. Лобова Е. В., Смирнов В. Н. U-Pb датировка (SHRIMP-II) трондьемитов Аверинского тоналит-трондьемитового комплекса (восточная зона Среднего Урала) // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН. 2010. Вып. 157. С. 280–282.

19. Прибавкин С. В., Монтеро И., Беа Ф., Ферштер Г. Б. U-Pb возраст пород и оруденения Берёзовского золоторудного месторождения (Средний Урал) // Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН. 2012. Вып. 159. С. 211–217.

20. Смирнов В. Н., Иванов К. С., Лобова Е. В. Результаты U-Pb датирования (SHRIMP-II) Рефтинско-

го габбро-тоналитового комплекса (Восточная зона Среднего Урала) // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН. 2010. Вып. 157. С. 292–296.

21. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С., Холоднов В. В. Мигматизация в Каменском тоналит-трондьемит-гранитном массиве как один из источников пермских гранитов // Ежегодник-2007. Тр. ИГГ УрО РАН. 2008. Вып. 155. С. 182–188.

## REFERENCES

1. Kuzin A. V., Papulov N. B. 1996, Evolutsia magmatizma, metallogeniya Tagil'skoi paleoostrovoduzhnoi sistemy [Evolution of magmatism, metallogeny of Tagil paleo island arc system]. *Izvestiya Vysshikh Uchebnykh Zavedeniy. Geologiya i razvedka – Proceedings of Higher Schools. Geology and Exploration*, no. 4, pp. 101–105.

2. Kuzin A. V. 2002, Rudonosnyye formatsii Karabashskogo raiona na Srednem Urale [The ore-bearing formations of Karabash region in the Middle Urals]. *Ural'skii geologicheskii zhurnal – Uralian Geological Journal*, no. 4, pp. 109–120.

3. Kuzin A. V. 2005, Ufaleiskii vulkanoplutonicheskii kompleks [Ufaley volcano plutonic complex]. *Izvestiya Vysshikh Uchebnykh Zavedeniy. Geologiya i razvedka – Proceedings of Higher Schools. Geology and Exploration*, no. 3, pp. 27–30.

4. Belgorodskii E. A., Shalaginov A. E. 1999, Problema zolotoporfirivogo orudneniya v Miasskom raione [The problem of the gold porphyry mineralization in the area of Miass]. *Ural'skii geologicheskii zhurnal – Uralian Geological Journal*, no. 3, pp. 97–100.

5. Frolova T. I., Burikova I. A. 1977, *Geosinklial'nyi vulkanizm* [Geosynclinal volcanism]. 279 p.

6. Grabezhev A. I., Shardakova G. Yu., Larinov A. N. 2008, Rudno-magmatischekaya sistema Voznesenskogo medno-porfirovogo mestorozhdeniya [Ore-magmatic system of Voznesensky porphyry copper deposit]. *Ezhegodnik-2007. Trudy Instituta geologii i geokhimii Ural'skogo otdeleniya Rossiyskoi akademii nauk – Proceedings of the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Ural Branch*, no. 155, pp. 253–259.

7. Kuzin A. V. 2009, *Andezitovaya formatsiya Tagil'skoi zony* [Andesite formation of Tagil zone]. 100 p.

8. Prokin V. A. 1992, *Mednokolchedannye mestorozhdeniya Urala: usloviya formirovaniya* [Copper pyrite deposits of the Urals: conditions of formation]. 307 p.

9. Shchipanskii A. A. 2008, *Subduksionnye i mantiino-plumoviye processy v geodinamike formirovaniya arkhaiskikh zelenokamennykh poyasov* [Subduction and mantle-plume processes in geodynamics of formation of Archean greenstone belts]. 560 p.

10. Kuzin A. V. 1989, K istolkovaniyu fizicheskikh polei nad mednorudnymi raionami Yugo-Vostochnoi Bashkirii [The interpretation of physical fields of copper ore areas of Southeast Bashkiria]. *Sovetskaya geologiya – Soviet geology*, no. 8, pp. 91–96.

11. Dement'yev G. Ya. 1984, *Struktura anomal'nykh poley Srednego Urala na osnove spektral'nogo analiza* [The structure of anomalous fields of the Middle Urals based on spectral analysis]. *Geofizicheskiye metody poiskov i razvedki rudnykh i nerudnykh mestorozhdeniy: mezhvuzovskiy nauchnyy tematicheskii sbornik* [Geophysical methods of prospecting and exploration of metallic and non-metallic deposits: Interuniversity Research thematic collection], no. 10, pp. 8–13.

12. Keyl'man G. A. 1974, *Migmatitovye komplekсы podvizhnykh poyasov* [Migmatite complexes of mobile belts]. 200 p.

13. Nedosekova I. L., Belousova E. A., Sharygin V. V. 2010, La-Hf izotopnyy sostav tsirkonov Il'meno-Vishnevogorskogo kompleksa (rezul'taty issledovaniya metodom lazernoy ablyatsii) [La-Hf isotope composition of zircons of Il'men-Vishnyovogorsk complex (results of a study by laser ablation)]. *Ezhegodnik-2009. Trudy Instituta geologii i geokhimii Ural'skogo otdeleniya Rossiyskoi akademii nauk – Proceedings of the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Ural Branch*, no. 157, pp. 283–288.

14. Krasnobaev A. A. 2010, Tsirkonologiya amfibolitov Lipovoy Kur'i (Il'menogorskaya zona, Yuzhnyy Ural) [Zirconology of amphibolites of Lipovaya Kurya (Ilmenogorsk area, the South Urals)]. *Ezhegodnik-2009. Trudy Instituta geologii i geokhimii Ural'skogo otdeleniya Rossiyskoi akademii nauk – Proceedings of the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Ural Branch*, no. 157, pp. 267–272.

15. Krasnobaev A. A., Davydov V. A., Shulkin E. P. 2001, Tsirkonologiya Selyanskinskogo bloka Il'menskikh gor [Zirconology of Selyanskinsk block of Ilmen mountains]. *Doklady Rossiyskoi akademii nauk – Reports of Russian Academy of Sciences, Ural Branch*, vol. 379, no. 6, pp. 807–811.

16. Zin'kova E. A. 2008, Petrologo-geokhimicheskie osobennosti i U-Pb vozrast dioritov chusovskoy gabbrodioritovoy serii Verkh-Isetskogo massiva (Sredniy Ural) [Petrological and geochemical features and U-Pb age of diorite of Chusov gabbro-diorite range of Verkh-Isetsk massive (Middle Urals)]. *Ezhegodnik-2007. Trudy Instituta geologii i geokhimii Ural'skogo otdeleniya Rossiyskoi akademii nauk – Proceedings of the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Ural Branch*, no. 155, pp. 259–263.

17. Zin'kova E. A., Kholodnov V. V. 2008, Novye dannye o geologicheskoy stroenii zolotorudnogo mestorozhdeniya Panovskaya Lyaga [New data on the geological structure of the gold deposit Panovskaya Lyaga]. *Ezhegodnik-2007. Trudy Instituta geologii i geokhimii Ural'skogo otdeleniya Rossiyskoi akademii nauk – Proceedings of the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Ural Branch*, no. 155, pp. 313–316.

18. Lobova E. V., Smirnov V. N. 2010, U-Pb datirovka (SHRIMP-II) trond'emitov Averinskogo tonalit-trond'emitovogo kompleksa (vostochnaya zona Srednego Urala) [U-Pb dating (SHRIMP-II) of trondhjemites of Averinsk tonalite-trondhjemite complex (eastern zone of the Middle Urals)]. *Ezhegodnik-2009. Trudy Instituta geologii i geokhimii Ural'skogo otdeleniya Rossiyskoi akademii nauk – Proceedings of the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Ural Branch*, no. 157, pp. 280–282.

19. Pribavkin S. V., Montero I., Bea F., Fershtater G. B. 2012, U-Pb vozrast porod i orudneniya Berezovskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya (Sredniy Ural) [U-Pb age of rocks and mineralization of Berezovskiy gold deposit (Middle Urals)]. *Ezhegodnik-2011. Trudy Instituta geologii i geokhimii Ural'skogo otdeleniya Rossiyskoi akademii nauk – Proceedings of the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Ural Branch*, no. 159, pp. 211–217.

20. Smirnov V. N., Ivanov K. S., Lobova E. V. 2010, Rezul'taty U-Pb datirovaniya (SHRIMP-II) Reftinskogo

gabbro-tonalitovogo kompleksa (Vostochnaya zona Srednego Urala) [The results of U-Pb dating (SHRIMP-II) of Reftinsk gabbro-tonalite complex (Eastern zone of the Middle Urals)]. *Ezhegodnik-2009. Trudy Instituta geologii i geokhimii Ural'skogo otdeleniya rossiyskoi akademii nauk – Proceedings of the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Ural Branch*, no. 157, pp. 292–296.

21. Fershtater G. B., Borodina N. S., Kholodnov V. V.

2008, Migmatizatsiya v Kamenskom tonalit-trond'yemit-granitnom massive kak odin iz istochnikov permskikh granitov [Migmatization in Kamensk tonalite-trondhjemite granite massif as one of the sources of the Permian granites]. *Ezhegodnik-2007. Trudy Instituta geologii i geokhimii Ural'skogo otdeleniya rossiyskoi akademii nauk – Proceedings of the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Ural Branch*, no. 155, pp. 182–188.

**Алексей Васильевич Кузин,**

кандидат геолого-минералогических наук, доцент,  
Уральский государственный горный университет,  
Россия, Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30  
kuzin-av@mail.ru

**Aleksei Vasil'evich Kuzin,**

PhD, Associate Professor,  
Ural State Mining University,  
Yekaterinburg, Russia  
kuzin-av@mail.ru