

Ритмично-слоистые руды Гороблагодатского месторождения, как и вообще ритмиты, характеризуются простой повторяемостью вулканогенного материала и магнетитовых слоев. В то же время существуют некоторые особенности в составе и строении отдельных ритмитов.

В одних случаях ритмиты (см. рис. 1) представлены гетерогенными вулканогенно-осадочными и магнетитовыми слоями, где нерудная составляющая — это вулканогенно-осадочные отложения песчанистой, алевритовой, вплоть до аргиллитовой размерности. В строении ритмита выделяются несколько (три) ритмов, мощность которых уменьшается к верхней части образца. Нерудная составляющая ритмов, в свою очередь, как правило, имеет двучленное строение, выражающееся в том, что она начинается слоями одинаковой мощности (около 1 см) и мелкой размерности отложениями, а венчается более крупнозернистым материалом.

Другие разновидности (см. рис. 2) также имеют двухкомпонентное строение ритмов, но нерудная составляющая представлена преимущественно грубообломочными вулканокластическими породами (магнетит-вулканокластические ритмы). В нерудных слоях отмечается регрессивная направленность процессов, т. е. смена относительно мелкообломочного материала более грубообломочным. Мощность ритмов приблизительно одинаковая, а слоев в них различается. Также нередко можно наблюдать выпадение некоторых элементов (наиболее тонкого материала), что скорее всего связано с процессами размыва. Такие ритмиты, в пределах которых наблюдается простое чередование двух компонентов (двухкомпонентный тип) с неравномерным размером слоев ритма по вертикали, относятся к типу А2 и А3, по типизации Л.Н. Ботвинкиной [1].

В пределах отдельных слоев и ритмов в целом хорошо просматривается ступенчато-градационная стратификация, выражающаяся в постепенной смене тонкого материала на более крупные отложения. В некоторых случаях смена гранулометрического состава приобретает “маятниковую” стратификацию, характеризующую некую замкнутость процессов осадконакопления [4].

Присутствие ритмично-слоистых руд и пород подтверждают представления [2] о первично вулканогенно-осадочном генезисе железных руд и последующем их скарнировании в связи с внедрением диорит-сиенитовой интрузии.

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Ботвинкина Л.Н. Ритмит — особый текстурный тип породы смешанного состава // Литология и полезные ископаемые. — 1966. — №5. — С. 3-16.
2. Генезис скарново-магнетитового месторождений Урала с позиций вулканогенно-осадочной теории рудообразования / Бухарев В.П., Гончарук А.Ф., Стебновская И.М. и др. // Рудообразование и металлогения. — Киев, 1981. — С. 209-222.
3. Семерун А.К., Алешин Б.М., Сорокин Ю.П. Кушвинская группа месторождений // Геология СССР, Т. Х11. — М.: Недра. — 1973. — С. 260-273.
4. Хворова И.В. Геосинклинальные кремнеобломочные породы и условия их формирования // Литология и полезные ископаемые. — 1974. — №2. — С. 36-48.

УДК 553.521: 553.441(470.51/.54)

М.С. Рапопорт, А.В. Вахмянина

#### ЗОЛОТОГЕНЕРИРУЮЩИЕ ГРАНИТОИДЫ СРЕДНЕГО УРАЛА (некоторые особенности геологии, состава и рудоносности)

Вопросы связи оруденения с магматизмом и конкретно золотого оруденения с интрузиями всегда были и остаются актуальными для теоретической и прикладной геологии.

Одним из авторов — М.С. Рапопортом — также неоднократно рассматривались эти вопросы. Разновозрастные гранитоиды Урала по отношению к рудогенезу им были подразделены на три основных типа [13]: 1) рудоносные и рудогенерирующие; 2) рудомобилизующие и 3) рудоносно-реставрирующие. Гранитоидные интрузии первого типа — источники энергии и рудного вещества; с ними генетически связано редкометальное и другое гранитогенное оруденение. Интрузии гранитоидов второго типа — энергоносители, активизирующие подземные воды и способствующие экстракции рудного вещества боковых пород с образованием месторождений некоторых полезных

ископаемых (хризотил-асбеста, метаморфогенно-гидротермальных месторождений золота и др.). Гранитоиды третьего типа – наиболее распространенные в регионе. Они сочетают в себе признаки первых двух типов и сопровождаются плутогенным гидротермальным золотым оруденением, скарновыми месторождениями железа, меди, медно – и медно-молибден-порфировым оруденением и т.д.

В данной статье речь идет о раннеорогенных гранитоидах Среднего Урала, с которыми ассоциирует плутогенное гидротермальное золотое оруденение золото-сульфидно-кварцевой и золото-полисульфидно-кварцевой рудных формаций [10].

Наиболее продуктивными на золотое оруденение на Урале являются предшествующие коллизионному гранитному плутонизму раннекаменноугольные гранитоиды повышенной основности тоналит-гранодиоритовой (так называемого переходного от I- к S-типу, по Б. Чаппелу и А. Уайту, 1974) формации [7, 9, 10, 13, 14, 19].

Во всех складчатых областях Северной Евразии гранитоиды этой формации, продуктивные в отношении плутогенного гидротермального золото-кварцевого оруденения, предшествуют главному орогенезу (гиперколлизии) и палингенным кали-натровым гранитам [3, 7, 13, 16, 18, 19].

Ю.А. Билибин [3] первым наиболее полно охарактеризовал золото-кварцевые месторождения, отметив, что они генетически связаны с добатолитовой диоритовой субформацией и метаморфизованы вместе с диоритовыми интрузиями крупными плутонами гранитов. А.Д. Щеглов [17] пришел к выводу, что их генезис сочетает в себе элементы нескольких рудообразующих процессов, и, следовательно, об их полигенности. Имеющиеся данные, по мнению А.Д. Щеглова, позволяют рассматривать догранитные (добатолитовые) золото-кварцевые месторождения в большинстве своем как первично осадочно-гидротермальные, ремобилизованные под влиянием процессов формирования гранитных тел. В таком случае добатолитовые интрузии являются золотогенерирующими, а связь золотого оруденения с интрузиями – парагенетической.

К их характерным геологическим и петролого-геохимическим особенностям относятся [7, 8, 11, 12, 13 и др.]:

1) дифференцированность интрузий; общий гомодромный характер дифференциации и завершенность магматических серий, прерываемых или заканчивающихся более основными разностями в дайковой серии;

2) повышенная основность и натровость при нормальной общей щелочности;

3) наличие полей и поясов контрастных по составу сложнопостроенных дайковых серий, богатство и разнообразие жильной фации, включая гранитоид-порфиры и лампрофиры, при незначительной роли аплитов и пегматитов;

4) гипо- и мезоабиссальная фации глубинности; приуроченность к зонам сочленения стабильных блоков и мобильных поясов различных рангов;

5) поздне- и постмагматическая аутометасоматическая березитизация;

6) нередко “мантийные” стронций-рубидиевые и  $Sr^{86}/Sr^{87}$ -ные отношения в гранитоидах;

7) высокие дисперсии содержаний в них золота;

8) повышенные содержания золота в минералах-концентраатах (магнитите, биотите, амфиболах);

9) пониженные концентрации редких элементов в гранитоидах с натровым уклоном щелочности вне зависимости от уровня их кремнекислотности и низкие (1-2) Th/U отношения;

10) хлорофильность по преобладающему составу летучих компонентов.

Продуктивная на золотое оруденение тоналит-гранодиоритовая формация представлена на Среднем Урале двумя близкородственными ( $C_1$  или  $C_{1-2}$ ) тектоно-магматическими фациями, по В.С. Коптеву-Дворникову и др. (1968):

1) мезоабиссальными плутонами типа Шарташской интрузии с обильными межфазовыми и послегранитовыми (финальными) дайками гранитоид-порфиров и лампрофиров;

2) глубинными дайками и дайкообразными интрузиями, не связанными с гранитоидными батолитами (самостоятельными малыми интрузиями), слагающими протяженные дайковые пояса. Отсутствие пониженных локальных гравитационных аномалий над ними не позволяет предполагать на глубине “слепых” гранитных интрузий. Примеры: дайки маминского (курайского) и февральского комплексов восточного склона Среднего Урала (рис. 1).

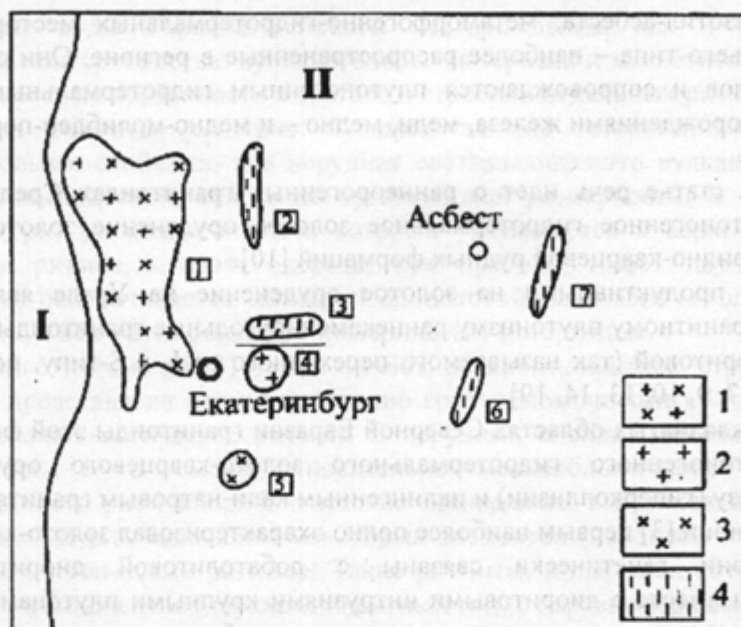


Рис. 1. Схема расположения ареалов гранитоидных дайковых комплексов и массивов Среднего Урала, продуктивных на золотое оруденение:

I - Тагильская мегазона; II - Восточно-Уральская мегазона. Цифры в квадратиках - массивы и дайковые комплексы гранитоидов: 1 - Верх-Исетский; 2 - Первомайско-Зверевский; 3 - Березовский; 4 - Шарташский; 5 - Шабровский; 6 - Маминский; 7 - Февральский. Преобладающий состав комплексов и массивов: 1 - тоналиты, гранодиориты, граниты; 2 - граниты; 3 - тоналиты, гранодиориты; 4 - рои и пучки даек гранитоид-порфиров

Массивы гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации первой группы, с которыми связано плутоногенное гидротермальное золотое оруденение, как правило, принадлежат овалоконцентрическим магматическим ареалам, иногда спиралевидным, как в случае Шарташского ареала, возникшим в результате длительно развивающихся процессов мантийно-корового взаимодействия.

Наиболее крупным плутоном гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации на Среднем Урале является полихронный мезоабиссальный Верх-Исетский массив. В его обрамлении, особенно северном, известно немало золоторудных объектов (Невьянская Середовина, Быньги и др.) и россыпная золотоносность. Тема связи золотого оруденения с этим плутоном настолько актуальна, что требует специального рассмотрения в отдельной публикации. Здесь же только отметим, что Г.Н.Аношин [1] в результате изучения распределения золота в золотоносном Верх-Исетском и незолотоносных гранитоидных массивах пришел к выводу об отсутствии геохимической специализации гранитоидов на золото. Средние содержания золота в гранитоидах двух групп массивов - золотоносных и незолотоносных - статистически близки и не различаются. Единственным отличительным признаком является значительное возрастание дисперсии содержания золота в золотоносных гранитоидах.

Что же касается связи плутоногенно-гидротермального золотого оруденения с дайками гранитоид-порфиров, то материал по среднеуральским дайковым комплексам свидетельствует, скорее всего, о парагенетическом характере такой связи. Для Березовского золоторудного поля это подтверждается разнообразием состава даек, результатами изучения изотопии свинца в гранитоидах шарташских и березовских даек и в рудных минералах золото-полисульфидно-кварцевых жил самого Березовского месторождения (Ершов, Шилов, 1977), а также их радиогеохимической общностью [7].

Недавно к вопросу о типизации гранитоидов по отношению к рудообразованию и связи плутоногенно-гидротермальных месторождений золота с интрузиями обратились В.А. Буряк и Ю.И.Бакулин [6]. Результаты их исследований во многом созвучны нашим, хотя для раннеорогенных золотоносных гранитоидов Среднего Урала имеются некоторые отличительные черты, отмеченные ниже.

Исходя из совокупности имеющихся на настоящее время данных, гранитоидные магматические образования применительно к золотому оруденению могут быть условно разделены, по В.А. Буряку, Ю.И. Бакулину, на пять основных типов: 1) выступать в роли источников энергии, необходимой для рудообразования во вмещающих породах; 2) являться проводниками и

аккумуляторами рудообразующих глубинных термальных флюидов и гидротерм; 3) быть источниками золота и сопутствующих рудообразующих элементов; 4) быть образованиями, парагенными по отношению к золоторудным месторождениям; 5) выступать в роли благоприятных в структурно-тектоническом и литологическом отношении образований.

Для целей настоящей статьи наибольший интерес представляют второй и третий типы. При этом указанные исследователи подчеркивают, что "... "золотоносные гранитоиды", в отличие от "незолотоносных" формировались в условиях повышенного потенциала кислорода, т.е. при высокой окисленности магматической системы. Как следствие они характеризуются повышенной намагниченностью, содержат свободный магнетит" [6, С.162-163]. Среднеуральские раннеорогенные "золотоносные" гранитоиды, наоборот, характеризуются пониженной магнитной восприимчивостью и соответственно отрицательными магнитными полями, хотя и содержат свободный акцессорный магнетит (в десятых долях процентов). Степень окисления железа в них (определяемая отношением  $\varphi = 0,9 \text{ Fe}_2\text{O}_3 / (0,9 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ ) занимает по своей величине промежуточное положение между медианными значениями, указанными В.А. Буряком и Ю.И. Бакулиным для "золотоносных" ( $\varphi = 0,7-0,9$ ) и "незолотоносных" ( $\varphi = 0,2-0,3$ ) разновидностей гранитов. Но если в составе последних на Дальнем Востоке, в Сибири и некоторых других регионах России типоморфен ильменит и не характерен магнетит, то все среднеуральские раннеорогенные золотоносные гранитоиды принадлежат к магнетитовому (сфен-ортит-магнетитовому) типу по характерной ассоциации акцессорных минералов.

Дискуссионным для восточного склона Среднего Урала, как и для других золоторудных провинций мира, является характер связи золотого оруденения мало- и полисульфидной золото-кварцевой формации с интрузивами и дайками тоналит-гранодиоритовой формации. В подавляющем большинстве случаев эта связь, скорее всего, парагенетическая, что доказывается пространственной и хронологической сопряженностью, однотипной последовательностью даек, метасоматитов и руд различных месторождений, близостью фаций глубинности интрузивов и приуроченных к ним месторождений [16].

Вместе с тем в ряде случаев не вызывает сомнения их прямая, генетическая связь, как это доказано Р.О. Берзоном [2] для Быньговского золоторудного месторождения. Все промышленные рудные тела этого золото-сульфидно-кварцевого богатого теллуридами месторождения расположены непосредственно в надапикальной зоне не выходящего на поверхность и вскрытого скважинами дайкообразного тела плагиогранит-порфиров, причем некоторые из рудных тел своими корнями погружены в платогранит-порфиры. По мнению Р.О. Берзона, породы дайкообразной малой интрузии, метасоматиты промежуточного между лиственитами и березитами состава и полисульфидная золотая минерализация в кварцевых жилах – элементы единой рудно-магматической системы.

Такую двойственную (парагенетическую в одних случаях и генетическую – в других) связь золотого оруденения с интрузиями удачно, по нашему мнению, объяснила группа ученых из ЦНИГРИ [12] с участием Г.М. Левитана, большой вклад которого в изучение плутогенного гидротермального золото-сульфидно-кварцевого оруденения Среднего и Южного Урала хорошо известен.

Говоря о связи золотого оруденения с интрузивным магматизмом, эти исследователи справедливо подчеркивают, что отделение рудного вещества от метасоматических масс наиболее ярко проявлено в метастабильных (неравновесных) расплавах. Последние могут возникнуть тремя путями: 1) в области зарождения при расплавлении композиций пород, определяющих изначальную неравновесность расплава; 2) на пути движения при взаимодействии с вмещающими породами или магмами другого состава; 3) в области остановки и кристаллизации начально неравновесных или равновесных магм при взаимодействии со средой.

При дифференциации глубинных неравновесных базальтоидных расплавов в области зарождения и на пути подъема возникают закономерные парагенные ассоциации магматических образований и оруденения. При этом, чем более длительным был путь эволюции, в результате которого возникли завершённые габбро-диорит-гранитные серии, тем ярче выражается ассоциация оруденения с дайковыми комплексами. Состав последних – от кварцевых диорит-порфиритов и лампрофиров до гранит- и фельзит-порфиритов.

При образовании неравновесных глубинных и коровых расплавов на пути их движения путем ассимиляции боковых пород, вмещающих магматические каналы, возникают сложнопостроенные серии и комплексы, гомодромность развития которых прерывается появлением более основных и неоднородных по составу фаз с собственными дайковыми отщеплениями и оруденением.

Дифференциация неравновесных расплавов, возникающих на уровне остановки магматических масс, обуславливает все гаммы связей: от прямых генетических в связи с локальными очагами краевых фаций, апикальных куполов и апофиз до парагенных в связи с дайковыми сериями отдельных фаз.

При контаминации палингенных коровых расплавов фазовые ряды близких по составу пород прерываются одноактными поступлениями магм другого состава, появлением дифференцированных "смесей" неоднородного состава. При этом оруденение, как правило, связано с эволюцией смешанных магм пропорционально их объему и парагенно сложным, пестрым по составу дайковым комплексам.

Потенциальная рудоносность магматических пород, по данным тех же исследователей [12], реализуется в особых условиях, из которых важнейшими являются: а) размещение в длительно функционирующих очаговых структурах, для которых характерен высокий динамизм и стационарный тепловой поток (термостатированность); б) внедрение в терригенные, терригенно-вулканогенные комплексы пород, насыщенных остаточными водами, газами, углеродистым веществом, сингенетическими сульфидами, углисто-карбонатными включениями; в) кристаллизация преимущественно в виде штокообразных, трубообразных тел малого сечения (до 1-2 км) и большой вертикальной протяженностью (более 5-7 км); г) наличие региональных экранирующих структур типа зон смятия и надвигов.

Петрометаллогенический ряд: тоналит-гранодиоритовая формация – малосульфидная золото-кварцевая формация, согласно Э.М. Спиридонову [16], возник на пике теплового воздействия на земную кору, вероятно, отвечает максимуму метаморфизма в глубинных частях коры и связан с порожденным этим метаморфизмом мощным флюидным  $H_2O-CO_2$  потоком.

Одним из важнейших признаков гранитоидов, продуктивных на плутогенно-гидротермальное золотое оруденение, является ряд их специфических петрохимических особенностей, рассмотренных в трудах Н.И. и М.Б. Бородаевских [4 и др.], Н.С. Бородиной, А.Я.Булынникова, И.Н. Бушлякова и В.В. Холоднова, Э.П. Изоха [8], Р.С. Куруленко [7], П.И.Кутюхина, Б.Ф. Налетова [11], В.Н. Огородникова [10], И.Т. Самарцева, В.Н. Сазонова [10 и др.], Г.И. и Е.Я. Самаркиных, Г.Б. Ферштатера [19 и др.], Д.С. Штейнберга, Ю.Г. Щербакова и других исследователей. Так, Э.П.Изох [8], обработав выборки средних химических составов 44 магматических комплексов, ассоциированных с золотым оруденением, показал, что на долю рудоносных комплексов приходится 34 % гранитоидов низкой и 54,5 % средней (в сумме 98,5 %) общей щелочности, 73 % - натриевой и 13,5 % - высоконатриевой (в сумме 86,5 %) щелочности. Среди них полностью отсутствуют высокоглиноземистые граниты, но характерны умеренноглиноземистые их разновидности.

Следует подчеркнуть, что не все исследователи придают большое значение петрохимическим особенностям гранитоидов в прогнозировании связанного с ними жильного золото-кварцевого оруденения. Так, А.А. Сидоров и А.В. Волков отмечают, что, "по всей вероятности, степень постмагматической золотоносности интрузий определяется не столько петрохимическим составом гранитоидных комплексов, сколько взаимоотношениями магм с более ранними зонами золотоносной сульфидизации и, разумеется, особенностями постмагматических процессов" [15, с.811]. В качестве основных источников рудного вещества золоторудных месторождений, связанных с гранитоидами, выступают зоны сульфидизации черносланцевых толщ, "учитывая масштабы сульфидизации и мобилизационные возможности тонкорассеянных рудных минералов в черносланцевых толщах" [15, с. 811].

И все-таки приведенные выше данные и результаты наших исследований свидетельствуют о специфике петрохимии золотогенерирующих гранитоидов и о необходимости обязательно учитывать петрохимический фактор в прогнозно-металлогенических целях.

Мы попытались рассмотреть некоторые особенности химического состава раннеорогенных гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации Среднего Урала, с которыми ассоциирует плутогенно-гидротермальное золотое оруденение как на основе собственных, так и, главным образом, литературных данных (табл. 1, 2). В качестве типовых были выбраны гранитоиды обеих тектоно-магматических фаций, рассмотренных в начале статьи. Это – Шарташский и Шабровский гранитоидные массивы и гранитоиды дайковых поясов (самостоятельных малых интрузий) – маминского и первомайско-зверевского комплексов. Для сравнения были привлечены литературные данные о химическом составе некоторых известных золотоносных комплексов других регионов, например, западного склона Кузнецкого Алатау и кунушского комплекса Восточного Казахстана (табл. 3). Для этих целей использованы бинарные диаграммы и хорошо зарекомендовавший себя

вариант петрохимического пересчета по методу Л.С. Бородина [5]. Этот метод сводит химический состав породы к двум основным показателям:  $As$  – универсальный индекс дифференциации, отражающий соотношение кремнекислоты и суммарной основности (не только по содержанию оксидов, но и по их относительной активности в силикатных соединениях), и  $a^\circ$  – нормированная по кальцию общая щелочность (салический индекс Симисена). Достоинством метода Л.С.Бородина является исключительная его простота и быстрота пересчета и геохимическая обоснованность. Естественные эволюционные серии генетически связанных пород выделяются на диаграмме линейными трендами (рис.2). Отклонения от них связаны или с гетерогенностью выборки, или с осложняющими магматическую дифференциацию наложенными процессами [17].

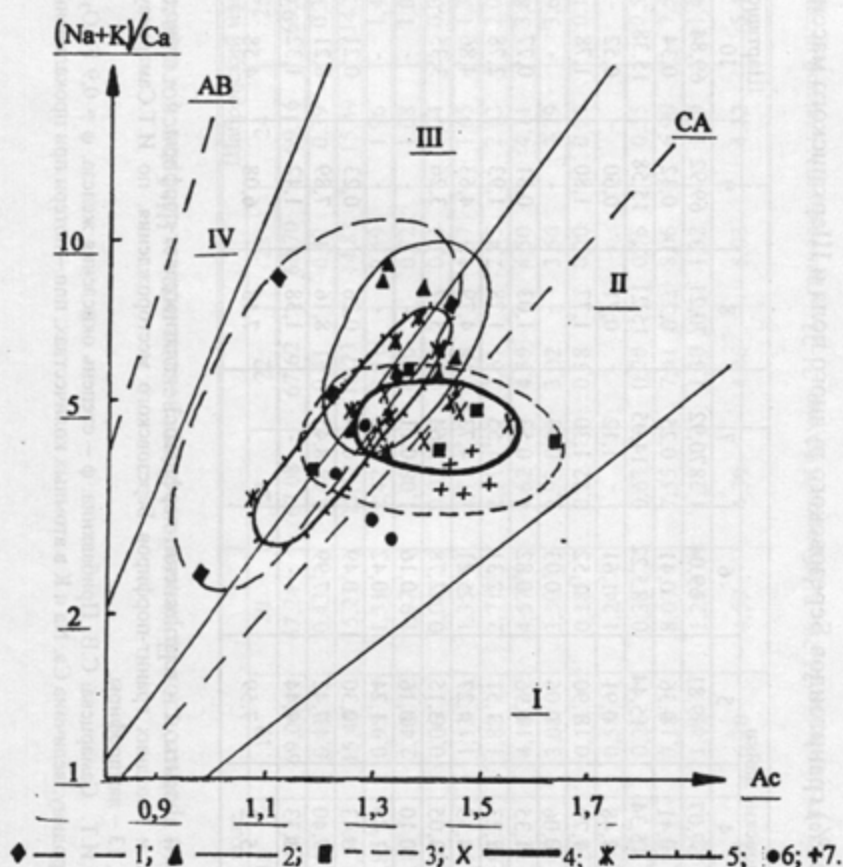


Рис. 2. Диаграмма  $(Na + K)/Ca - As$ , по Л.С. Бородину (1987), для золотогенерирующих гранитоидов Среднего Урала, кунушского комплекса Восточного Казахстана и комплексов Кузнецкого Алатау.

Фигуративные точки составов гранитоидов, их тренды и ореолы. Гранитоиды: 1 – даек березовского комплекса; 2 – первомайско-зверевского комплекса; 3 – маминского комплекса; 4 – Шабровского массива; 5 – Шарташского массива; 6 – комплексов Кузнецкого Алатау; 7 – кунушского комплекса Восточного Казахстана. Границы классификационных полей: I – известковое; II – известково-щелочное; III – субщелочное; IV – щелочно-базальтовое. Тренды: CA – орогенный известково-щелочной; AB – щелочно-базальтовый рифтогенный

В результате подтвердились некоторые известные ранее петрохимические особенности золотогенерирующих гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации (нормальная общая щелочность и ее натриевый уклон, низкая и умеренная титанистость, преобладающе умеренноглиноземистый состав и другие). Вместе с тем удалось установить новые особенности химического состава золотогенерирующих раннеорогенных гранитоидов Среднего Урала, которые нашли отражение на приведенных диаграммах (см. рис. 2, 3, а, б, в).

Таблица 1

## Химический состав (мас. %) гранитоидов Березовского рудного поля и Шарташского массива

Компоненты	Березовские дайки							Шарташский массив					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	58,69	64,59	67,24	67,07	69,81	69,04	70,92	70,21	69,92	69,84	69,40	67,19	61,66
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,61	0,40	0,41	0,36	0,41	0,25	0,27	0,32	0,34	0,33	0,45	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,46	16,29	15,80	15,34	15,44	15,22	14,05	15,21	15,58	15,38	16,02	16,47	17,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,21	1,89	1,51	1,48	0,91	1,61	1,12	0,71	0,60	0,52	1,35	1,11	1,45
FeO	4,12	2,08	1,71	1,79	1,90	1,52	1,30	1,77	1,80	1,78	2,00	1,81	2,68
MnO	0,12	0,08	0,05	0,06	0,06	0,03	0,03	-	-	-	-	-	-
MgO	5,14	1,18	1,49	1,35	0,96	0,82	0,53	1,03	0,81	0,77	0,87	1,26	2,67
CaO	3,84	1,72	2,38	2,23	1,51	2,31	1,55	1,78	1,93	2,78	1,93	2,62	3,39
Na <sub>2</sub> O	3,09	3,54	5,54	4,35	4,27	5,21	4,73	4,79	4,63	4,86	4,76	4,77	4,55
K <sub>2</sub> O	2,98	4,03	1,98	3,05	3,15	2,78	3,64	3,37	3,26	3,35	3,26	3,00	2,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,23	0,07	0,10	0,16	0,16	0,11	-	-	-	-	-	-
ppm	1,73	1,31	1,54	1,85	1,24	0,42	0,82	-	-	-	-	-	-
φ	0,21	0,45	0,44	0,43	0,30	0,49	0,44	0,26	0,23	0,21	0,38	0,36	0,33
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	6,07	7,57	7,52	7,40	7,42	7,99	8,45	8,16	7,89	8,21	8,02	7,77	7,15
Ac	0,97	1,12	1,23	1,33	1,44	-	-	1,38	1,42	1,32	1,34	1,25	1,07
Na+K Ca	2,38	8,6	5,14	5,12	7,59	-	-	7,13	6,08	4,58	6,43	4,69	3,34

Примечание. 1-7 – Березовские дайки: 1 – лампрофилы и диориты, 2 – плагиосенил-порфиры, 3 – плагиогранит-порфиры, 4 – гранодиорит- и гранит-порфиры, 5 – гранит-порфиры, лейкократовые граниты, 6-7-средние составы ранних и поздних гранит-порфиров Березовского месторождения, по И.Т.Самарцеву 8,13 – Шарташский массив: 8-10 – адамеллит-порфиры, 12 –гранодиорит-порфиры, 13 – лампрофилы.

Использованы материалы В.М. Алешина, В.В. Бабенко, И.Т. Самарцева, С.В. Прибавкина. φ – степень окисления железа, φ = 0,9 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / 0,9 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO; Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O – общая щелочность; Ac – степень относительной кислотности, по Л.С. Бородину; величина Ca, Na и K в атомных количествах; ppm – потери при прокаливании.

Таблица 2

## Химический состав (мас. %) гранитоидов Первомайско-Зверевского поля и Шабровского массивов

Компо- ненты	Первомайско-Зверевское поле														Шабровский массив							
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28							
SiO <sub>2</sub>	69,37	68,00	70,80	66,00	69,54	69,00	67,24	67,08	67,62	68,70	69,16	69,62	70,17	70,55	70,67							
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,41	0,23	0,49	0,40	0,41	0,43	0,48	0,41	0,42	0,39	0,30	0,32	0,38	0,30							
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,57	15,16	15,49	15,35	15,54	15,41	15,23	15,12	15,73	14,83	15,69	14,52	15,75	15,13	15,09							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,63	1,07	0,46	1,45	0,85	0,95	1,31	2,42	2,31	2,59	1,96	1,48	2,57	1,67	1,65							
FeO	1,92	1,60	1,78	2,09	2,10	2,40	1,97	1,08	0,90	0,72	1,08	1,08	0,18	1,08	0,90							
MnO	0,06	0,06	0,04	0,05	0,05	0,06	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04							
MgO	1,08	1,90	0,47	1,38	0,97	1,13	1,35	1,72	1,78	1,47	1,65	1,31	1,31	1,22	1,20							
CaO	1,42	1,41	2,26	1,33	1,88	1,82	2,71	2,71	2,61	2,45	2,63	2,04	2,25	2,26	2,21							
Na <sub>2</sub> O	4,71	4,77	4,44	4,66	4,32	4,10	4,57	4,62	4,39	4,50	4,11	3,88	4,03	3,88	3,45							
K <sub>2</sub> O	3,06	3,35	2,68	2,97	2,96	3,08	3,50	2,93	3,02	3,56	2,79	3,65	3,22	3,69	3,33							
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,21	0,11	0,22	0,20	0,18	0,18	0,22	0,18	0,20	0,21	0,13	0,16	0,18	0,14							
Nnn	0,40	1,57	0,81	1,69	1,36	0,58	1,24	-	-	-	-	-	-	-	-							
φ	0,23	0,38	0,19	0,38	0,27	0,26	0,38	0,67	0,70	0,76	0,55	0,55	0,93	0,58	0,62							
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7,77	8,12	7,12	7,63	7,28	7,18	8,07	7,55	7,41	8,06	6,90	7,53	7,25	7,57	6,78							
As	1,39	1,31	1,54	1,32	1,42	1,45	1,25	1,28	1,30	1,32	1,39	1,44	1,44	1,43	1,53							
Na+K Ca	8,56	8,90	5,00	9,06	6,01	6,10	4,59	4,39	4,46	5,03	4,12	5,49	4,98	5,05	4,63							

Примечание. 14-20 - Первомайско-Зверевское поле; аламанлит-порфиры. 21-28 - Шабровский массив; 21-23 - гранодиориты главной интрузивной фазы; 24-28 - граниты главной интрузивной фазы.

Использованы материалы: Д.А. Двоглазова, В.М. Алешина, М.Б. и Н.И. Бородавских, В.Н. Сазонова, С.В. Прибавкина и др.



Таблица 3

## Химический состав (мас. %) гранитоидов маминского, кузнецкого комплексов и западного склона Кузнецкого Алатау

Компоненты	Маминский комплекс										Кузнецкий комплекс (Восточный Казахстан)							Комплекс западного склона Кузнецкого Алатау				
	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	38	37	36	35	34	33		
SiO <sub>2</sub>	70,37	69,07	64,89	63,97	68,39	70,40	69,50	69,93	69,19	69,49	67,11	67,16	68,10	67,06								
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,40	0,57	0,44	0,47	0,25	0,18	0,19	0,22	0,17	0,39	0,44	0,32	0,42								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,07	13,64	14,48	15,93	15,77	15,78	16,40	16,48	17,31	16,81	16,27	16,03	15,48	15,41								
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,96	0,96	0,89	1,73	0,89	0,49	0,34	0,32	0,42	0,44	1,52	1,47	1,18	2,00								
FeO	2,02	2,23	3,48	2,3	2,26	1,68	1,88	1,96	1,87	1,56	2,65	2,11	2,24	1,99								
MnO	0,04	0,04	0,05	0,077	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,07	0,07	0,05	0,07								
MgO	1,23	2,12	3,51	2,03	1,39	0,98	0,88	0,74	0,93	0,63	1,00	1,27	1,02	1,34								
CaO	2,13	1,87	1,66	2,95	2,44	2,59	3,00	3,00	2,55	2,75	3,58	3,14	2,68	3,44								
Na <sub>2</sub> O	4,03	3,3	4,36	5,64	3,66	5,01	5,01	4,86	4,72	4,63	4,41	4,66	5,03	4,25								
K <sub>2</sub> O	2,74	2,05	1,38	1,25	2,71	1,22	1,24	1,14	1,31	1,07	1,77	2,75	2,88	2,51								
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,113	0,046	0,1	0,21	0,09	0,07	0,08	0,09	0,08	0,10	0,09	0,06	0,15								
ppn	0,46	3,64	4,20	2,25	1,53	1,09	0,77	0,88	1,29	1,91	0,79	0,71	0,82	0,84								
φ	0,3	0,28	0,19	0,40	0,26	0,21	0,14	0,13	0,17	0,20	0,34	0,38	0,32	0,47								
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	6,77	5,35	5,74	6,59	6,33	6,23	6,25	7,00	6,03	5,70	6,18	7,41	7,91	6,76								
Ac	1,47	1,64	1,34	1,17	1,42	1,48	1,42	1,46	1,44	1,51	1,33	1,24	1,27	1,30								
Na+K Ca	4,95	4,21	5,74	3,94	4,03	4,11	3,5	3,34	3,97	3,52	2,83	3,75	4,71	3,11								

Примечание. 29-33 – маминский комплекс; 29 – биотитовые малокальциевые граниты, 30-31 – орбиккулярные гранодиориты, 32-33 – гранодиорит-порфиры плагиоклазовые; 34 – Кузнецкий массив; 35-36 – Сорокинский и Карогоин-Сарнозерский пояса платиногранитов; 37-38 – дайки и малые тела Манатского пояса; 39-42 – западный склон Кузнецкого Алатау; 39 – Центральныйский ореол, 40 – Кундатский, 41 – Дулетский, 42 – Лебедский.

Использованы материалы В.В. Велерникова, М.С. Рапопорта, Б.М. Куплетского, Б.А. Дьячкова, В.В. Лопатникова, П.В. Ермолова, Л.В. Алабина, В.П. Батенова и др.

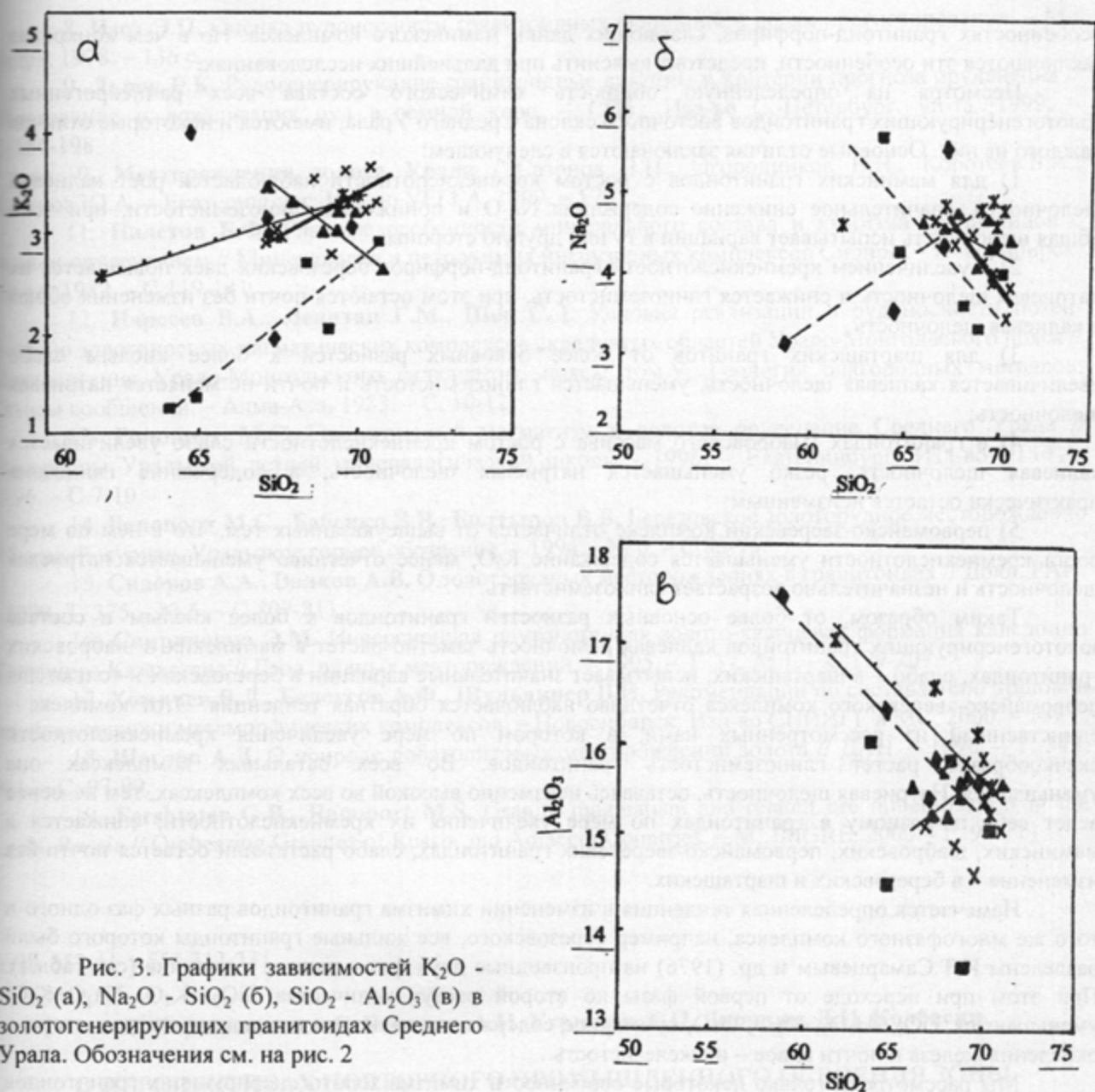


Рис. 3. Графики зависимостей  $K_2O$  -  $SiO_2$  (а),  $Na_2O$  -  $SiO_2$  (б),  $SiO_2$  -  $Al_2O_3$  (в) в золотогенерирующих гранитоидах Среднего Урала. Обозначения см. на рис. 2

Все золотогенерирующие гранитоиды принадлежат известково-щелочной серии. Обращает на себя внимание совпадение фигуративных точек составов гранитоидов березовских даек и Шарташского массива на приведенных диаграммах, что служит еще одним доказательством их формационного и генетического родства. Ранее в результате минералогического картирования (Чесноков, 1973) был сделан вывод о прямой связи дайкового поля и эндогенной зональности гидротермальной минерализации Березовского месторождения золота с морфологией и положением кровли большого Шарташского гранитного плутона, выходом которого на дневную поверхность является расположенный южнее трехфазный адалеллитовый собственно Шарташский интрузив. По данным анализа гравитационного поля (Беллавин и др., 1970), Шарташский массив полого погружается к северу под Березовское рудное поле, на северном фланге которого кровля гранитов находится на глубине около 4 км.

На диаграмме Л.С. Бородина (см. рис.2) отчетливо выделились две группы ареалов: одна эллипсоидная с вытянутостью под углом к осям абсцисс и ординат, другая - примерно параллельно оси Ас. В первую группу попали гранитоиды Шарташского массива, березовских и первомайско-зверевских даек, во вторую - Шабровского массива, даек маминского и кунушского комплексов, золотогенерирующих гранитоидов мартайгинского комплекса западного склона Кузнецкого Алатау. Несомненно, это свидетельствует о генетической и, возможно, возрастной близости березовских, шарташских и первомайско-зверевских гранитоидов между собой и некоторых отличительных

особенностях гранитоид-порфиров, слагающих дайки маминского комплекса. Но в чем конкретно заключаются эти особенности, предстоит выяснить при дальнейших исследованиях.

Несмотря на определенную общность химического состава всех раннеорогенных золотогенерирующих гранитоидов восточного склона Среднего Урала, имеются и некоторые отличия каждого из них. Основные отличия заключаются в следующем:

1) для маминских гранитоидов с ростом кремнекислотности наблюдается рост калиевой щелочности, значительное снижение содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и понижение глиноземистости, при этом общая щелочность испытывает вариации в ту или другую стороны;

2) с увеличением кремнекислотности гранитоид-порфиров березовских даек повышается их натриевая щелочность и снижается глиноземистость, при этом остаются почти без изменения общая и калиевая щелочность.

3) для шарташских гранитов от более основных разностей к более кислым слабо увеличивается калиевая щелочность, уменьшается глиноземистость и почти не меняется натриевая щелочность;

4) в гранитоидах Шабровского массива с ростом кремнекислотности слабо увеличивается калиевая щелочность, резко уменьшается натриевая щелочность, а содержание глинозема практически остается неизменным;

5) первомайско-зверевский комплекс отличается от вышеуказанных тем, что в нем по мере роста кремнекислотности уменьшается содержание  $\text{K}_2\text{O}$ , менее отчетливо уменьшается натриевая щелочность и незначительно возрастает глиноземистость.

Таким образом, от более основных разностей гранитоидов к более кислым в составе золотогенерирующих гранитоидов калиевая щелочность заметно растет в маминских и шабровских гранитоидах, слабо – в шарташских, испытывает значительные вариации в березовских и только для первомайско-зверевского комплекса отчетливо наблюдается обратная тенденция. Этот комплекс – единственный из рассмотренных нами, в котором по мере увеличения кремнекислотности скачкообразно растет глиноземистость гранитоидов. Во всех остальных комплексах она уменьшается. Натриевая щелочность, оставаясь неизменно высокой во всех комплексах, тем не менее ведет себя по-разному в гранитоидах по мере увеличения их кремнекислотности; снижается в маминских, шабровских, первомайско-зверевских гранитоидах, слабо растет или остается почти без изменения – в березовских и шарташских.

Намечается определенная тенденция в изменении химизма гранитоидов разных фаз одного и того же многофазного комплекса, например березовского, все жильные гранитоиды которого были разделены И.Т.Самарцевым и др. (1976) на производные двух фаз – ранние и поздние (см. табл.1). При этом при переходе от первой фазы ко второй растут количества  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , уменьшаются  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ , суммарное содержание закисного и окисного железа, степень окисления железа и почти вдвое – их железистость.

Мы рассмотрели только некоторые особенности химизма золотогенерирующих гранитоидов Среднего Урала (их общую и калиевую (или натриевую) щелочность, глиноземистость, степень окисления железа и др.). Полученные данные свидетельствуют о большой роли петрохимического критерия в прогнозировании плутоногенно-гидротермального золотого оруденения, связанного с гранитоидами, и в выделении среди семейств раннеорогенных магматических образований Среднего Урала золотогенерирующих гранитоидов.

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Аношин Г.Н. Золото в магматических горных породах. – Новосибирск: Наука, 1977. – 208 с.
2. Берзон Р.О. Быньговское месторождение золото-сульфидно-кварцевой рудной формации (Урал) // Геол. рудных месторождений. - 1995, том 37. - № 5. – С.417-426.
3. Билибин Ю.А. Общие вопросы металлогении золота // Избр. труды. – М.: Изд-во АН СССР, 1959, т.2. – С.238-339.
4. Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Березовское рудное поле. – М.: Metallurgizdat, 1947. – 264 с.
5. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. – М.: Недра, 1987. – 261 с.
6. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. – Владивосток: Дальнаука, 1998. – 403 с.
7. Злобин В.А., Куруленко Р.С. Условия формирования и признаки золотоносности гранитоидов в свете радиогеохимических данных // Геология и геофизика. – 1981. - №4. – С. 68-73.

8. **Изох Э.П.** Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. – М.: Наука, 1978. – 136 с.
9. **Львов Б.К.** Рудогенерирующие гранитоидные системы и критерии прогноза оруденения // Образование и локализация руд в земной коре. – СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 1999. – С. 186-198.
10. **Месторождения золота Урала** / Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Мещенков Ю.А. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1999. – 570 с.
11. **Налетов Б.Ф.** Главные особенности минерального состава и химизма гранитоидов с рудным оруденением // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. – С.119-141.
12. **Нарсеев В.А., Левитан Г.М., Шер С.Д.** Условия реализации и рудоносности потенциально золотоносных магматических комплексов складчатых областей Урало-Монгольского пояса // Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса: том V. Геология благородных металлов: тезисы сообщений. – Алма-Ата, 1983. – С. 10-12.
13. **Рапопорт М.С.** Гранитоидный магматизм и золотое оруденение Среднего Урала // Материалы Уральской летней минералогической школы - 1996. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1996. – С.7-10.
14. **Рапопорт М.С., Бабенко В.В., Болтыров В.Б.** Березовское золоторудное месторождение // Горный журнал. Уральское горное обозрение. – 1994. - № 6. – С.86-96.
15. **Сидоров А.А., Волков А.В.** О золоторудных месторождениях в гранитоидах // Докл. РАН. – 2000, Т. 375. - № 6. – С.807-811.
16. **Спиридонов Э.М.** Инверсионная плутогенная золото-кварцевая формация каледонид Северного Казахстана // Геол. рудных месторождений. – 1995. – Т. 37, № 1. – С.179-207.
17. **Хомичев В.Л., Белоусов А.Ф., Шульдинер В.И.** Рекомендации по составлению эталонов магматических и метаморфических комплексов. – Новосибирск: Изд-во СНИИГГ и МС, 2000. – 199 с.
18. **Щеглов А.Д.** О природе добатолитовых месторождений золота // ДАН. – 1996. – Т. 348, №1. – С. 97-99.
19. **Fershtater G.B., Rapoport M.S.** Granite magmatism and related ore mineralization in the Urals. Russia // Orebearing Granites of Russia and Adjacent Countries. – М.:JMGRE, 2000. - P. 97-111

УДК 553.41 + 551.311.231

**А.Г. Баранников, А.С. Баталин, А.Н. Угрюмов, Г.П. Дворник, Д.И. Колбасин**

## **О ПЕРСПЕКТИВАХ ПОВТОРНОГО ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Березовское месторождение рудного золота является эталонным объектом золото-сульфидно-кварцевой формации. За более чем 250-летний период эксплуатации оно абсолютно доминирует на Урале по количеству добытого сырья. На начало 50-х годов являлось крупнейшим по запасам среди подобных месторождений СССР.

Особенности геологического строения месторождения достаточно подробно разобраны в литературе [2, 3, 4, 5, 6, 7]. Выполненные при этом обобщения базировались как на результатах геологического картирования поверхности рудного поля, так и документации подземных горных выработок и разведочных скважин. В настоящее время разведочно-эксплуатационными выработками рудоносные зоны месторождения (минерализованные дайки гранитоидов и “красичные” жилы среди стратифицированных вулканогенно-осадочных пород) вскрыты на глубине 712 м, а глубокими структурными скважинами золотое оруденение подсечено на глубине, превышающей 1 км. Однако сложные горно-геологические условия при общем низком уровне золотоносности добываемой руды делают освоение глубоких горизонтов месторождения нерентабельным. Слишком высокая себестоимость 1 г добываемого золота предопределяет принятие решения о прекращении эксплуатационных работ на глубине и фактическом закрытии этого старейшего на Урале рудника.