

**ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ БЛАГОДАТНОЕ (Енисейский край, Россия):
ПРИРОДА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ, ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И ПРИЧИНЫ
ОБРАЗОВАНИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ**

Ю.В. Колмаков

Томский политехнический университет, 634050, Томск, пр. Ленина, 30, Россия

Результаты изучения геофизических полей и петрофизической неоднородности, минеральных парагенезисов, термодинамических условий и возраста их образования, а также флюидных включений использованы для генетической реконструкции петрофизической зональности золото-сульфидного месторождения Благодатное. В аномалиях магнитного и естественного электрического (ЕП) полей и ореолах радиоактивных элементов отчетливо проявляются петрофизические ассоциации дорудного и рудного этапов формирования месторождения. На раннем дорудном этапе (752 млн лет) в тектонические зоны интенсивного расслабления поступали восстановленные растворы с высокой активностью К и обогащенные U, Th и, вероятно, Au. Их взаимодействие с исходными метасадочными породами приводило к формированию сопряженных зон кварц-мусковитовых и хлоритовых метасоматитов. Сопутствующая графитизация наделяла метасоматиты высокой электрохимической активностью, в поле ЕП они создают аномалии до -300 мВ; зоны наиболее интенсивной углеродизации обогащались U (до $6.5 \cdot 10^{-4}$ %) и, возможно, Au. В кварц-мусковитовых метасоматитах накапливались Th и К (до $29 \cdot 10^{-4}$ % и 4 % соответственно), а в хлоритовых метасоматитах основные элементы (особенно железо), что привело к повышенной плотности последних и проявлению в локальных положительных аномалиях ускорения силы тяжести.

Немагнитный характер неизмененных дорудных метасоматитов позволяет предполагать преимущественно пиритовый состав ранних сульфидов. На рудном этапе (698 млн лет) отложение минералов происходило из растворов водно-углекислотно-мышьяково-сернистого состава в интервале температур от 560 до 315 °С. Воздействие этих растворов привело к перераспределению радиоактивных элементов и глубокой петрофизической дифференциации рудовмещающей структуры. Амплитуды аномалий над ней изменяются от 500 до 80 нТл в магнитном, и от -130 до $+10$ мВ в естественном электрическом полях.

Установлено, что в условиях максимальных температур гидротермальный флюид слабо влиял на поляризационные свойства графитизированных пород, но приводил к интенсивному выносу U и развитию магнитного пирротина по пириту. Снижение температуры в минералообразующей системе было благоприятным для образования сидерита. Углеродистые сланцы, подверженные карбонатизации, утрачивали электрохимическую активность. Связывание углекислоты в твердой фазе отражалось на миграционной способности микроэлементов и их зональном распределении. При такой эволюции раствора Th накапливался на нижних горизонтах минерализованной зоны, а U обогащались верхние уровни месторождения. На рудном этапе развивался продуктивный золото-арсенопирит-пирит-пирротинный парагенезис с аномальной магнитной восприимчивостью. Проявление поздней галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциации (365 млн лет) носило чрезвычайно локальный характер и приводило к уменьшению магнитной восприимчивости руд.

Золотое оруденение, петрофизическая зональность, Енисейский край.

**THE BLAGODATNOE GOLD-SULFIDE DEPOSIT (Yenisei Ridge, Russia):
THE NATURE OF GEOPHYSICAL ANOMALIES AND THE SUCCESSION
AND CAUSES OF FORMATION OF PETROPHYSICAL ZONING**

Yu. V. Kolmakov

Data on geophysical fields and petrophysical heterogeneity, parageneses and the thermodynamic conditions and age of their formation, and fluid inclusions were used for the genetic reconstruction of petrophysical zoning at the Blagodatnoe gold-sulfide deposit. Petrophysical associations of the pre-ore and ore stages of the deposit formation are clearly reflected in anomalies of the magnetic and natural electric fields and the aureoles of radioactive elements. At the early pre-ore stage (752 Ma), reduced solutions with high activity of K, enriched

in U, Th, and, probably, Au, were supplied to intensely foliated tectonic zones. Their interaction with initial metasedimentary rocks gave rise to contiguous zones of quartz–muscovite and chlorite metasomatic rocks. Accompanying graphitization led to a high electrochemical activity of the metasomatic rocks, which generated anomalies of up to –300 mV in the natural electric field; the most intensely carbonized zones became enriched with U (up to $6.5 \cdot 10^{-4}\%$) and, probably, Au. The quartz–muscovite metasomatic rocks accumulated Th and K (up to $29 \cdot 10^{-4}\%$ and 4%, respectively), whereas the chlorite metasomatic rocks accumulated rock-forming elements (particularly Fe), which led to the compaction of these rocks and the acceleration due to gravity in local positive anomalies.

The nonmagnetic character of the fresh pre-ore metasomatic rocks suggests the predominantly pyritic composition of early sulfides. At the ore stage (698 Ma), the minerals were deposited from H_2O-CO_2-As-S solutions at 560 to 315 °C. The activity of these solutions caused a redistribution of radioactive elements and a high petrophysical differentiation of the ore-bearing structure. The amplitudes of the anomalies above this structure vary from 500 to 80 nT in the magnetic field and from –130 to +10 mV in the natural electric field.

It has been found that the hydrothermal fluid hardly affected the polarization properties of graphitized rocks at the maximum temperatures but caused an intense removal of U and the development of magnetic pyrrhotite after pyrite. The temperature decrease in the mineral-forming system was favorable for the formation of siderite. Carbonaceous schists subjected to carbonatization lost their electrochemical activity. The binding of carbon dioxide in the solid phase influenced the migration capacity of trace elements and their zonal distribution. With this evolution of the solution, Th accumulated at the lower levels of the mineralized zone, whereas the upper levels of the deposit became enriched with U. Productive gold–arsenopyrite–pyrite–pyrrhotite paragenesis with anomalous magnetic susceptibility evolved at the ore stage. The late galena–sphalerite–chalcopyrite paragenesis (365 Ma) was of strictly local occurrence and reduced the magnetic susceptibility of ores.

Gold mineralization, petrophysical zonation, Yenisei Ridge

ВВЕДЕНИЕ

Проблема петрофизической зональности золоторудных месторождений является предметом изучения многих исследователей на протяжении уже более полувека. Главным подходом к изучению зональностей было и остается петрофизическое моделирование. В основу модели закладываются обобщенные и идеализированные представления о целой группе месторождений с похожим геологическим строением и происхождением. Наряду с общими закономерностями отображения в геофизических полях формационно-родственных месторождений, могут проявляться и их индивидуальные особенности, которые не укладываются в рамки единой концепции. На некоторых месторождениях отличия бывают настолько существенны, что их реальное проявление в геофизических полях становится непохожим на модельный образ. Для того чтобы распознать оруденение в незнакомой аномальной обстановке необходимо иметь представление о закономерностях эволюции петрофизической зональности данного типа месторождений и причинах ее вариативности.

В данной статье, наряду с традиционным описанием петрофизической зональности месторождения Благодатное, раскрывается природа геофизических аномалий в связи с главными этапами развития золотого оруденения. Такое моделирование требует системного исследования аномальных образований и предполагает: изучение структуры и хронологической последовательности формирования петрофизических неоднородностей; выявление и анализ физико-химических условий процессов минералообразования, в результате которых горные породы приобретают или утрачивают аномальные физические свойства; определение главных факторов, которые регулируют минеральные реакции и делают рудогенерирующую систему вариабельной в петрофизическом аспекте; генетическую реконструкцию петрофизической зональности месторождения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Благодатное, как и большинство золото-сульфидных месторождений Енисейского кряжа, находится в осевой части Центральной структурно-формационной зоны, ограниченной Татарским и Ишимбинским глубинными разломами [Бровков и др., 1986; Новожилов, Гаврилов, 1995]. Месторождение принадлежит Ерудинскому рудному району и локализуется в юго-западной части Панимбинского поднятия. Площадь месторождения сложена кристаллосланцами кординской свиты среднего рифея (рис. 1). Осадочные толщи претерпели региональный метаморфизм и локальный динамометаморфизм. Последний рассматривается в качестве дорудного этапа развития месторождения, когда формировались ранние метасоматиты и происходило первичное обогащение золотом пород минерализованной зоны. Концентрирование и локализация благородного металла происходили в процессе рудного метасоматоза и проявления сульфидной минерализации [Sazonov et al., 2009].

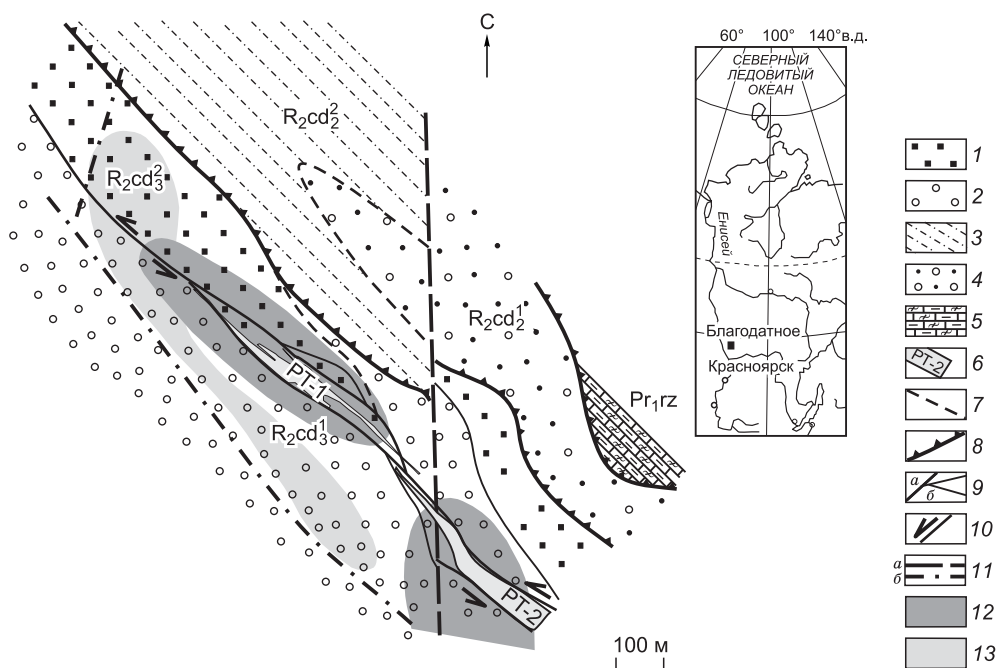


Рис. 1. Схема геологического строения месторождения Благодатное [Sazonov et al., 2009].

1 — верхнекординская подсвита. Верхняя пачка ($R_2cd_2^3$). Ритмично-слоистые кварц-полевошпатовые сланцы; 2 — верхнекординская подсвита. Нижняя пачка ($R_2cd_1^3$). Пятнистые ставролитовые сланцы; 3 — среднекординская подсвита. Верхняя пачка ($R_2cd_2^2$). Кварцитовидные сланцы; 4 — среднекординская подсвита. Нижняя пачка ($R_2cd_1^2$). Среднезернистые аркозовые металево-ролиты с порфиробластами мусковита; 5 — рязановская свита (Pr_1gz); 6 — рудные тела; 7 — геологические границы; 8 — надвиги предполагаемые; 9 — сбрососдвиги: *a* — главные, *b* — второстепенные; 10 — направление движения блоков вдоль сместителя; 11 — взбросы: *a* — предполагаемые, *b* — скрытые под вышележащими отложениями; 12 — локальные аномалии ускорения силы тяжести; 13 — комплексный ореол максимального накопления Th и K.

Главное разрывное нарушение рудного поля — фрагмент Борзецовской системы надвигов, диагностируемый по тектоническому перекрытию пород кординской свиты нижнепротеройскими отложениями. Рудовмещающая минерализованная зона контролируется нарушением сбрососдвиговой кинематики с пологоволнистой поверхностью сместителя. На позднем этапе тектонической активизации проявились субмеридиональные взбросы, разбившие минерализованную зону на серию блоков с различными эрозионными срезами [Тишин и др., 2005]. Данные по термодинамическим условиям на основных этапах развития месторождения и датировкам этих событий сведены в табл. 1.

Дорудный этап метасоматических преобразований проявился в динамометаморфических зонах интенсивного расщелачивания на фоне высокой активности калия. Калиевый метасоматоз выразился в мусковитизации пород, растворении—переотложении железо-магнезиальных минералов и частичном выносе оснований. В результате на месте двуслюдяных кристаллосланцев формировались кварц-мусковитовые метасоматиты с неравномерной углеродизацией. Аналогичные метасоматиты широко распространены вблизи рудных зон золото-кварцевого месторождения Советское в Енисейском кряже [Русинова и др., 1999]. В работах [Курек, Курек, 1954; Щербань, 1996] наличие кварц-мусковитовых (-серицитовых) метасоматитов считается характерным для различных гипо- и мезотермальных рудных месторождений, в том числе и золото-сульфидных.

Железо, выносимое при мусковитизации, накапливалось в хлоритовой зоне, которая формировалась в качестве сопряженной зоны базификации (табл. 2). Хлоритизация является наиболее выраженным процессом преобразования пород продуктивной части минерализованной зоны на ее дорудном этапе развития [Sazonov et al., 2009].

На **рудном этапе** в результате воздействия растворов водно-углекислотного состава развивались кремнекислые метасоматиты. Изменение пород происходило на фоне явного доминирования K над Na и проявилось в замещении железосодержащих алюмосиликатов ассоциацией сидерита, мусковита и кварца.

Сульфидизация происходила в три последовательных стадии с образованием следующих минеральных парагенезисов: пирит-пирротинового (дорудного); пирит-пирротин-арсенопиритового (рудно-

Таблица 1. Возраст и термодинамические условия геологических событий на месторождении Благодатное [Sazonov et al., 2009; Gertner et al., 2011]

Характеристика событий	Возраст, млн лет	<i>PT</i> -условия (барометр или термометр)
Региональный метаморфизм отложений кординской свиты	1050—1000	$P = 4—5$ кбар (Gar-Bt-Ms-Pl) $T = 640—655$ °C (Gar-Bt)
Прогрессивный этап локального динамометаморфизма	800—780	$P = 5—6$ кбар (Gar-Bt-Ms-Pl) $T = 520—551$ °C (Bt-Ms)
Регрессивный этап динамометаморфизма: образование кварц-мусковитовых и хлоритовых метасоматитов с графитовой минерализацией; отложение ранних сульфидов (пиритовой, пирит-пирротиновой ассоциаций)	752	$P = 2.3—3.6$ кбар (Gar-Bt-Ms-Pl) $P = 3.0—3.8$ кбар (Gar-Bt-Ms-Pl) $T = 316—424$ °C (Bt-Chl) $T = 311—341$ °C (Bt-Ms)
Кислотный кремнеземистый среднетемпературный метасоматоз, отложение золото-арсенопиритовой ассоциации руд	698	$T = 522—564$ °C (Ару) $T = 422—511$ °C (Ару) $T = 354—393$ °C (флюидные включения в кварце) $T = 280—320$ °C (флюидные включения в кварце)
Поздний этап тектонической активности, отложение руд золото-полиметаллической ассоциации	365	$T = 160—210$ °C (флюидные включения в кварце)

Примечание. Gar — гранат, Bt — биотит, Ms — мусковит, Pl — плагиоклаз, Chl — хлорит, Ару — арсенопирит.

Таблица 2. Химический состав исходных пород и метасоматитов, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	52.76	79.96	71.16	66.09	58.76	59.80	54.35	56.11	53.84	56.62
TiO ₂	0.46	0.28	0.56	0.76	1.16	1.07	0.97	0.8	0.992	0.92
Al ₂ O ₃	10.07	7.69	11.67	14.82	22.65	21.22	19.74	19.32	19.14	19.11
Fe ₂ O ₃	4.81	3.92	8.24	9.11	6.07	6.49	13.41	12.20	9.97	8.11
MnO	0.11	0.31	0.090	0.076	0.19	0.14	0.37	0.30	0.158	0.109
MgO	10.51	0.93	1.05	1.44	0.90	0.95	1.67	1.72	1.2	0.94
CaO	14.16	2.80	0.67	0.50	0.25	0.28	1.02	1.16	0.75	0.31
Na ₂ O	1.23	0.77	2.16	1.55	1.12	1.15	0.72	1.72	1.5	1.25
K ₂ O	3.76	1.76	1.77	2.98	4.68	4.69	3.32	3.16	4.15	4.55
P ₂ O ₅	0.093	0.07	0.033	0.08	0.10	0.09	0.58	0.20	0.106	0.092
П.п.п.	1.98	1.50	2.56	2.53	4.03	4.05	3.77	3.26	8.23	7.84
Сумма	99.94	99.99	99.97	99.94	99.91	99.79	99.92	99.95	100.04	99.85

Примечание. 1—4 — исходные породы: кальцифированные (1), кварцитовидные гранат-двуслюдяные сланцы (2), двуслюдяные сланцы (3, 4); 5—10 — метасоматиты: кварц-мусковитовые (5, 6), сопряженной хлоритовой зоны базификации (7, 8) и березиты (9, 10). Содержание петрогенных элементов определялось методом рентгенофлуоресцентного анализа в ИГТМ СО РАН (г. Новосибирск).

го) и галенит-сфалерит-халькопиритового (заключительного). В центральной части рудовмещающей структуры проявлена пирит-пирротин-арсенопиритовая минерализация, в краевых частях она сменяется пирит-пирротиновой ассоциацией с уменьшением количества пирротина до полного исчезновения на периферии. Завершающий рудную минерализацию галенит-сфалерит-халькопиритовый парагенезис развивался локально, осложняя структуру общей зональности [Полева, Сазонов, 2012].

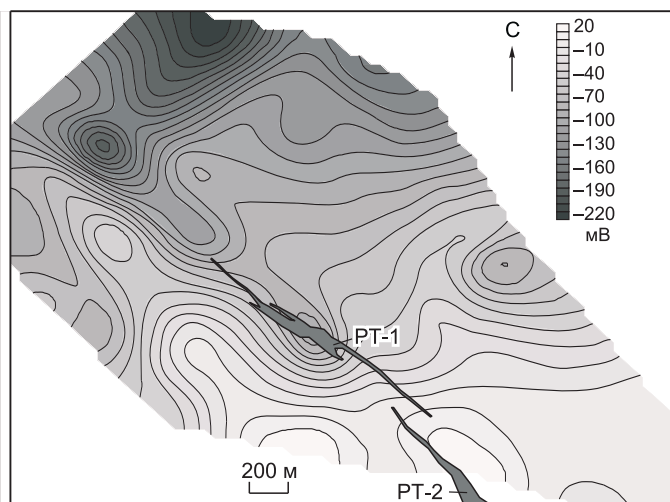
ЕСТЕСТВЕННАЯ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКАЯ ПОЛЯРИЗАЦИЯ МИНЕРАЛИЗОВАННОЙ ЗОНЫ

Поле естественных электрохимических потенциалов (ЕП) месторождения Благодатное представлено аномалиями различного порядка, морфологии и полярности (рис. 2). Электрохимическая неоднородность оруденения определяется главным образом присутствием метасоматического графита и сульфидной минерализации.

Характеристика аномалий. По размерам на месторождении выделяются аномалии двух порядков. Изометричная аномалия первого порядка проявлена на севере месторождения, ее высокоградиент-

Рис. 2. Поле естественных электрических потенциалов (ЕП).

Усл. обозн. см. на рис. 1.



ная часть с потенциалами от -300 до $+10$ мВ служит фоном для линейных аномалий второго порядка от рудовмещающей минерализованной зоны. В пределах последней потенциалы поляризации имеют структуру слабовыраженного диполя и изменяются от -260 мВ на ее непродуктивном фланге до $+30$ мВ над рудным телом-2 (РТ-2).

Сульфидные ассоциации рудовмещающей зоны содержат пирротин и более магнитны в сравнении с неизменными и пиритизированными породами, что позволяет диагностировать их распространение по магнитному полю. Поэтому при группировании аномалий, наряду с амплитудой и полярностью, учитывалось соотношение аномалий с магнитными неоднородностями. По этим признакам на месторождении выделены три разновидности аномалий ЕП.

Первая разновидность объединяет два самых глубоких минимума в поле естественных потенциалов. Из них более крупный по размерам принадлежит аномалии первого порядка, другой, — значительно меньший, прослеживается над северо-западным непродуктивным флангом рудо локализирующей структуры. Обе эти аномалии создаются немагнитными телами.

Остальные аномалии проявляются только над рудовмещающей минерализованной зоной, совпадают с аномалиями магнитного поля и имеют с ними одинаковую форму и размеры. Ко *второй разновидности* отнесена малоамплитудная положительная аномалия на юго-восточном фланге участка. *Третья разновидность* представлена аномалией отрицательных потенциалов до -130 мВ, она создается самыми магнитными образованиями на месторождении.

Природа потенциалов поляризации. Отрицательные аномалии ЕП на рудных месторождениях создаются в основном графитизированными породами или сульфидными жилами. Аномальный эффект от первых настолько значительнее, что на его фоне выделить рудную аномалию, как правило, невозможно. Вкрапленные сульфидные руды, из-за изолирующего влияния межзернового вещества, практически не проявляются в полях ЕП [Свешников, 1967; Семенов, 1974; Рысс, 1983; Огильви и др., 1987; и др.].

Во вмещающих породах на месторождении Благодатное отсутствует углеродистое вещество осадочного происхождения, хотя для кординской свиты свойственны углеродсодержащие отложения. Но эпигенетическая графитовая минерализация достаточно широко развита в предрудных мусковитовых метасоматитах [Sazonov, 2009].

Состав гидротермальных растворов рудной стадии охарактеризован в работе [Томиленко, Гибшер, 2006] по флюидным включениям в жильном кварце. По последовательности образования выделены первичные, первично-вторичные и вторичные включения, по химическому составу они разделяются на водно-углекислотные, углекислотные, водно-метановые и метановые. Первичные и первично-вторичные включения имеют преимущественно водно-углекислотный и углекислотный состав. Вторичные включения, водно-метановые и метановые, приурочены к микротрещинам, секущим кварцевый агрегат. В образцах кварца, где были отобраны пробы восстановленных флюидов, развит графит.

Интенсивные отрицательные аномалии ЕП первой разновидности обусловлены, скорее всего, графитовой минерализацией предрудной стадии; влияние поздней углеродистой минерализации на структуру поля, маловероятно, в связи с ее крайне незначительным распространением.

К глубокой дифференциации пород по электрохимическим свойствам привели метасоматические преобразования рудного этапа с водно-углекислотным составом растворов. Воздействие таких растворов на углеродистое вещество приводит или к его полному разрушению (окислению), или к потере им естественной электрохимической активности, хотя графит в породе присутствует и обнаруживается аналитическими методами. Это происходит при проявлении тонко рассеянной карбонатизации, когда микрокристаллы карбонатов изолируют между собой отдельные чешуйки графита или их агрегаты, и порода утрачивает способность к естественной поляризации, как и в случае вкрапленной сульфидной минерализации в высокоомном субстрате. Согласно этому признаку карбонатной минерализации пород, по полю ЕП заметно, что карбонатизация рудного этапа максимально развилась в юго-восточном

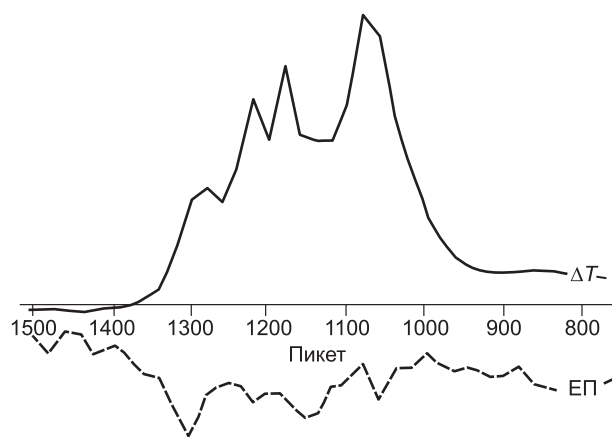


Рис. 3. Магнитная (ΔT) и электрохимическая аномалии на северо-западном непродуктивном фланге рудовмещающей минерализованной зоны.

родистом веществе, при этом локальные усиления или ослабления электрохимической активности пород вызваны сульфидными минералами, что хорошо прослеживается по обратной связи между структурами аномалий ЕП и ΔT .

блоке месторождения. Эта часть рудовмещающей структуры проявляется в невысоких положительных значениях потенциалов, образующих аномалию второй разновидности.

Аномалия третьей разновидности, по-видимому, имеет двоякую природу (рис. 3). В создающих ее породах процессами карбонатизации еще не уничтожены поляризационные свойства в угле-

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Поэтапное становление месторождения, связанное с поступлением золота в минералообразующую систему, процессами его концентрирования и локализации, сопровождалось формированием полихронных разнопорядковых ореолов накопления радиоактивных элементов (РАЭ). Их распределение изучалось в плане месторождения и разрезах рудных тел.

Структура радиогеохимических ореолов. На планах распределения U, Th и K в пределах участка исследования выделяются три зоны с общим северо-западным простиранием. Центральная зона с повышенными содержаниями РАЭ представляет радиогеохимический образ самого месторождения, краевые, безаномальные, зоны находятся за его пределами. За пределами месторождения породам близкого состава и возраста свойственно однородное фоновое распределение РАЭ (рис. 4).

В радиогеохимической зоне с золотым оруденением крупные ореолы первого порядка охватывают само месторождение и его фланги. По элементной специализации месторождение делится на два блока: северо-западный с преимущественным накоплением Th и K и юго-восточный, обогащенный U. Граница между ними резкая, проходит поперек направления главных структурных элементов месторождения. Ореолы второго порядка размещаются зонально вдоль рудовмещающей структуры. Ее непродуктивное северо-западное окончание проявлено в конформном «отрицательном» ореоле выноса U. Локальная аномалия накопления Th отвечает первому, а U — второму рудному телу, между ними находится ореол K.

РАЭ в исходных породах и метасоматитах. Результаты исследований распределения РАЭ в породах различных радиогеохимических зон показаны в табл. 3 и 4. Среди исходных метасоматитных пород месторождения самыми низкими содержаниями РАЭ характеризуются известково-силикатные породы рязановской свиты. Для пород кординской свиты свойственна подчиненность литологическому фактору, определяющему прямую корреляционную связь РАЭ с количеством тонкой алюмосиликокластики и обратную связь с содержаниями кремнезема [Кренделев, 1971; Злобин и др., 1975; Ножкин, Гавриленко, 1976; Ножкин и др., 2003; Маслов и др., 2009].

Кварц-мусковитовые метасоматиты среди остальных пород месторождения выделяются максимальными содержаниями всех радиоактивных элементов. Высокие содержания радиоактивных и редкоземельных элементов в кварц-мусковитовых метасоматитах отмечают и в других регионах и геологических обстановках [Рослякова и др., 1992; Савельева и др., 2003]. По этому признаку продукты процесса мусковитизации диагностируются в непродуктивных частях центральной радиогеохимической зоны, где образуют дугообразные ореолы самых высоких содержаний Th и K. Эти ореолы совпадают с аномалией ЕП первого порядка, разобщены только их эпицентры. Такое совпадение обусловлено углеродистой минерализацией кварц-мусковитовых метасоматитов (см. рис. 2 и 4). Делая допущение, что интенсивность углеродистой минерализации тем выше, чем ниже потенциалы поляризации, была изучена связь между процессами углеродизации и обогащения радиоактивными элементами дорудных метасоматитов. Потенциалы ЕП обратно пропорциональны концентрациям Th с коэффициентом корреляции $r = -0.73$ (53 наблюдения). Связь нарушается только на участках экстремумов тех и других аномалий. Характерно, что в эпицентре аномалии ЕП наблюдается повышение содержаний U и появляется отчетливая обратная связь между содержаниями U и потенциалами ЕП ($r = -0.67$), тогда как на других

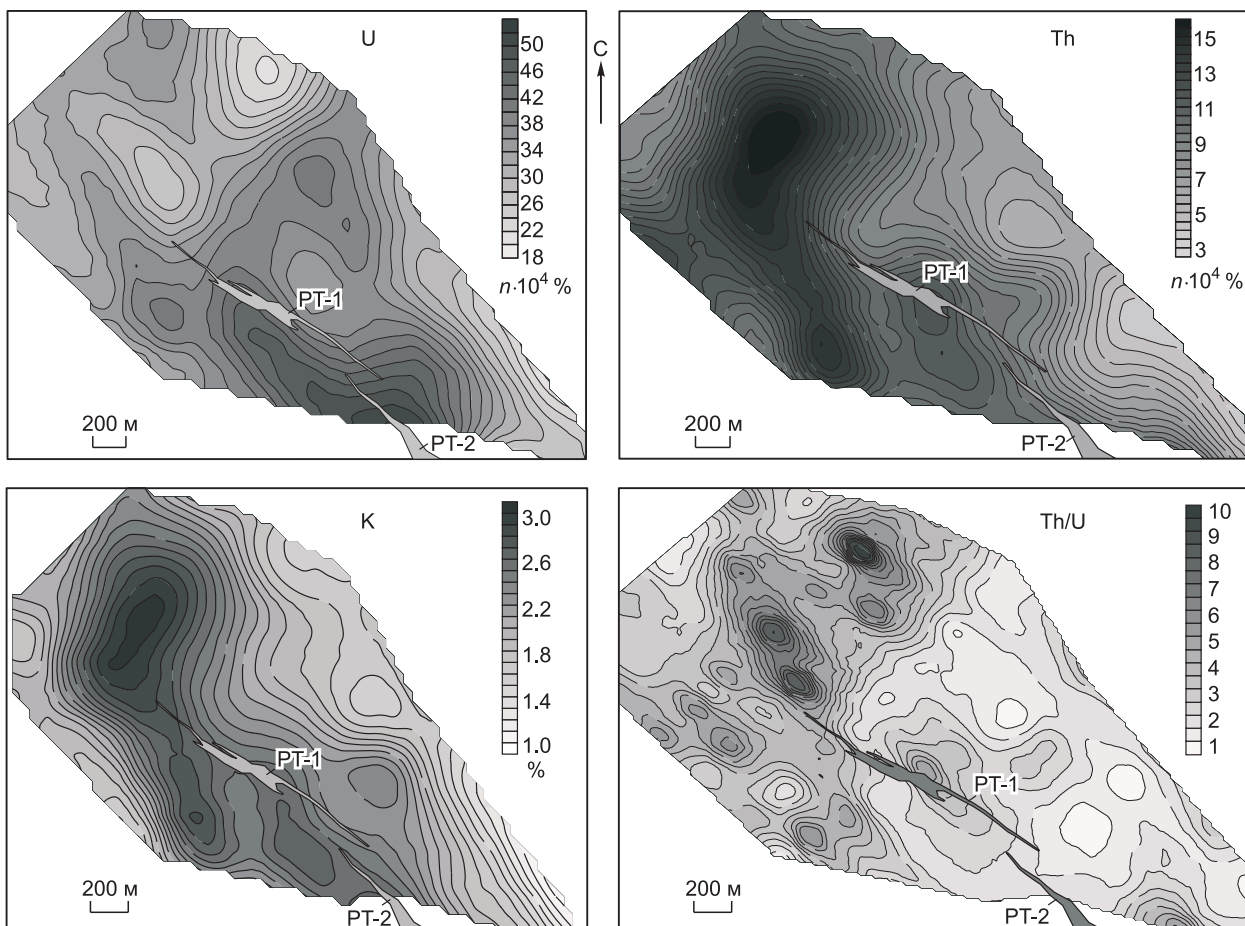


Рис. 4. Радиогеохимические поля месторождения Благодатное.

Усл. обозн. см. на рис. 1.

исследуемых участках ее не было. Между собой Th и U не коррелируют. В пределах рассматриваемых дугообразных ореолов Th и K ведут себя согласованно, хотя в исходных породах эта связь отсутствовала. Метасоматиты хлоритовой зоны по содержаниям РАЭ заметно уступают кварц-мусковитовым, но значительно превосходят все разновидности исходных пород.

Незначительное увеличение суммарного количества редкоземельных элементов (РЗЭ) на южном фланге месторождения не сопровождалось разделением тяжелых и легких редких земель: отношение Ce/Lu в обоих рудных телах одинаковое (см. табл. 4). При этом проявляются противоположные взаимоотношения Th с этими элементами. В первом рудном теле Th тесно ассоциирует с Ce и в меньшей мере с Lu, а во втором его связь с Ce полностью утрачивается, но значительно возрастает корреляция с Lu. Максимальный контраст рудных тел наблюдается в полях концентраций U и, особенно, Th/U (см. рис. 4). На рудном этапе происходило образование кислотных кремнеземистых среднетемпературных метасоматитов. Но если кремнекислые метасоматиты в рудовмещающей минерализованной зоне развились очень ограниченно, то перераспределением РАЭ она была охвачена полностью.

МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ РУДНОЙ ЗОНЫ

Поле приращения модуля магнитной индукции ΔT на месторождении включает серию линейных аномалий, отображая кулисообразное строение зон рассеянной сульфидной минерализации (рис. 5). Зональность поля проявляется в последовательном снижении величин ΔT с 500 до 80 нТл. Максимальные значения ΔT (от 300 до 500 нТл) приходятся на северо-западное безрудное окончание минерализованной зоны, над продуктивной частью они снижаются до 160—80 нТл.

Структура и продуктивность магнитных неоднородностей. На основе данных измерения магнитной восприимчивости (α) пород и руд месторождения по керну разведочных скважин были постро-

Таблица 3. Радиоактивные элементы в исходных и минерализованных породах

Радиогеохимическая зона	Структурно-вещественная характеристика			Метод исследования (количество определений)	Средние содержания		
					U, 10 ⁻⁴ %	Th, 10 ⁻⁴ %	K, %
Юго-западная	Ставролитовые метапсефиты, двуслюдяные сланцы, R ₁ , kd ₃ ¹			ГСМ (47)	3.01	9.18	1.66
Центральная	Поляризующиеся породы северного фланга месторождения			ГСМ (51)	3.72	13.11	2.68
	Рудовмещающая структура	Метасоматиты хлоритовой зоны	Рудное тело-1	ГСМ (10)	3.35	16.33	3.08
				НАА (39)	4.16	20.24	3.01
		Кварц-мусковитовые метасоматиты	Рудное тело-2	ГСМ (13)	5.26	14.36	2.99
				НАА (47)	5.04	22.11	2.92
Северо-восточная	Аркозовые метаалевролиты, кварцитовидные гранат-двуслюдяные сланцы, R ₁ , kd ₂			ГСМ (75)	2.89	6.46	1.76
	Кальцифиры, PR, rz			ГСМ (15)	2.37	3.16	0.67

Примечание. Анализы методом нейтронной активации выполнены в лаборатории радиохимии и нейтронно-активационного анализа ФТИ ТПУ. Аналитик В.Г. Меркулов.

Таблица 4. Связи радиоактивных и редкоземельных элементов в породах и рудах месторождения Благодатное

Объект изучения (кол-во определений)		Коэффициент корреляции					Ce/Lu	Σ РЗЭ, г/т
		Th-U	Th-K	U-K	Th-Ce	Th-Lu		
Исходные породы	PR ₁ rz (15)*	-0.24	-0.25	-0.14	—	—	—	—
	R ₁ kd ₂ (75)*	-0.36	-0.07	0.21	—	—	—	—
	R ₁ kd ₃ (47)*	-0.14	0.17	0.04	—	—	—	—
Поляризующиеся породы северного фланга (51)*		-0.24	0.68	0.11	—	—	—	—
Первое рудное тело (39)**		0.04	0.17	0.05	0.66	0.47	264.8	188.3
Второе рудное тело (47)**		0.3	0.1	0.15	0.01	0.63	264.5	223.7

* ГСМ.

** НАА.

ены петромагнитные разрезы рудных тел (рис. 6). В разрезах прослеживаются поля распространения повышено магнитных пород и руд, выполняющих внутренние части минерализованной зоны. Ее внешние части представлены слабодифференцированными по магнитной восприимчивости породами с низкими значениями α от 20 до 40·10⁻⁵ ед. СИ. Эти породы в дальнейшем рассматривались в качестве немагнитного фона. Во внутреннем строении магнитных образований выявлена отчетливая зональность, которая выражается в увеличении α к центру рудных тел и по падению. На фоне этой неоднородности существуют практически немагнитные локальные интервалы размером до первых метров.

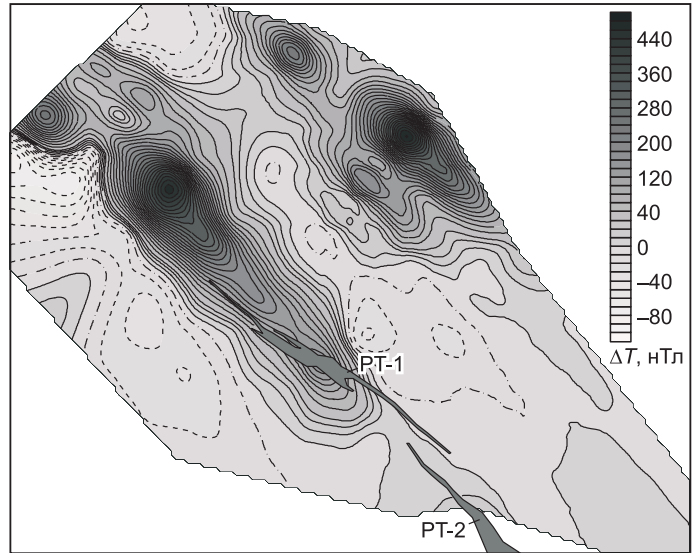
Размещение продуктивных интервалов в пределах распространения магнитных пород позволило объединить последние в рудную часть минерализованной зоны, а ее немагнитную внешнюю часть — в породы околорудного пространства с немагнитной пиритовой минерализацией. В пределах рудной части пик золотоносности не совпадает с самыми магнитными неоднородностями. Особенно отчетливо это проявлено в южном блоке месторождения; здесь рудное тело по падению практически выклинивается, когда в разрезе появляются сильномагнитные породы (см. рис. 6).

Магнитная восприимчивость пород и руд в северном блоке месторождения значительно выше, чем в южном. Но основные запасы золота сконцентрированы в южном, менее магнитном, рудном теле [Совмен и др., 2006]. Согласно выявленному увеличению α в направлении падения рудных тел, можно предположить, что глубина эрозионного среза на месторождении увеличивается в северо-западном направлении. Выклинивание 1-го рудного тела на границе самых магнитных образований связано с тем, что здесь вскрываются породы подрудной зоны.

Магнитные свойства сульфидных парагенезисов. Породы и руды с ранними сульфидными ассоциациями образуют последовательный по возрастанию магнитной восприимчивости ряд: с пиритовой ассоциацией—пирит-пиротиновой—арсенипирит-пиротиновой (табл. 5).

Рис. 5. Магнитное поле месторождения Благодатное.

Усл. обозн. см. на рис. 1.



В разрезе присутствие арсенопирит-пирротинового парагенезиса всегда выявляется по повышенным значениям α (рис. 7). Его магнитная восприимчивость уменьшается или увеличивается согласованно с вариациями этого параметра во всей аномальной части минерализованной зоны. Значительное понижение α происходит на участках развития заключительной галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциации.

Причины петромагнитной зональности. Моноклинные пирротины являются единственными ферромагнетиками в породах и рудах месторождения. По отношению к ним было принято допущение равенства магнитной восприимчивости, а величина α оценивалась как характеристика содержания минерала в анализируемом образце. На основании совместного изучения магнитной восприимчивости пород и химического состава золотоносной сульфидной минерализации была обнаружена отчетливая взаимосвязь между количеством пирротина в рудных парагенезисах, их магнитной восприимчивостью (α , ед. СИ) и стехиометрическим отношением S/Fe в ассоциирующих пиритах.

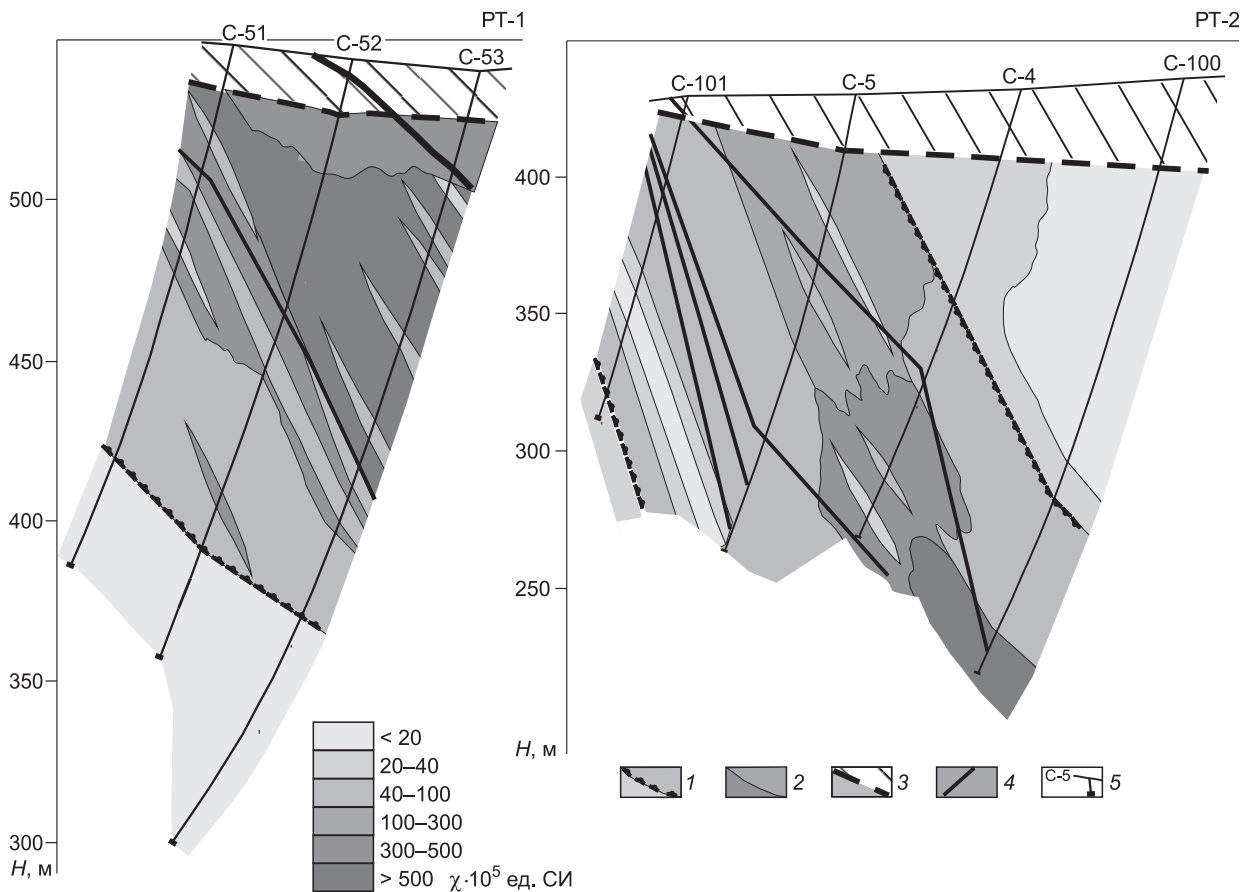


Рис. 6. Петромагнитные разрезы рудных тел.

1—4 — границы: распространения магнитных пород и руд (1), между петромагнитными неоднородностями (2), зоны окисления (3), рудных тел (4); 5 — разведочные скважины.

Таблица 5.

Магнитная характеристика сульфидных ассоциаций

Название ассоциации (количество образцов)	Распространенность (об. %) магнитных неоднородностей (α , 10^{-5} ед. СИ) внутри ассоциации					
	< 20	20—40	40—100	100—300	300—500	> 500
Пиритовая (225)	28.44	56.03	14.20	1.33	—	—
Пирит-пирротиновая (218)	2.29	14.20	60.09	14.25	6.42	2.75
Арсенопирит-пирротиновая (438)	0.65	1.78	10.14	49.08	26.48	11.87
Арсенопирит-пирротиновая + галенит-сфалеритовая-халькопиритовая (55)	1.82	7.27	72.73	18.18	—	—

Раннее сульфидообразование на месторождении, как правило, завершалось выделением пирротина после пирита в первую стадию и после арсенопирита и пирита — во вторую. Пирротин, развиваясь по пириту, замещал его либо полностью, либо частично. В последнем случае можно предполагать, что было достигнуто локальное фазовое равновесие [Коржинский, 1969; Метасоматизм..., 1998]. Вариации состава пирита можно рассматривать в качестве показателя температуры гидротермальных растворов и фугитивности серы. Считается, что увеличение в нем S/Fe отношения может происходить как на фоне снижения температуры, так и в результате роста фугитивности серы [Прохоров, 1977; Коробейников и др., 1993]. Такое изменение указанных параметров минералообразующей среды приводит к смещению пирит-пирротинового равновесия и преимущественному выделению пирита [Бортников и др., 1996; Жариков, 2005].

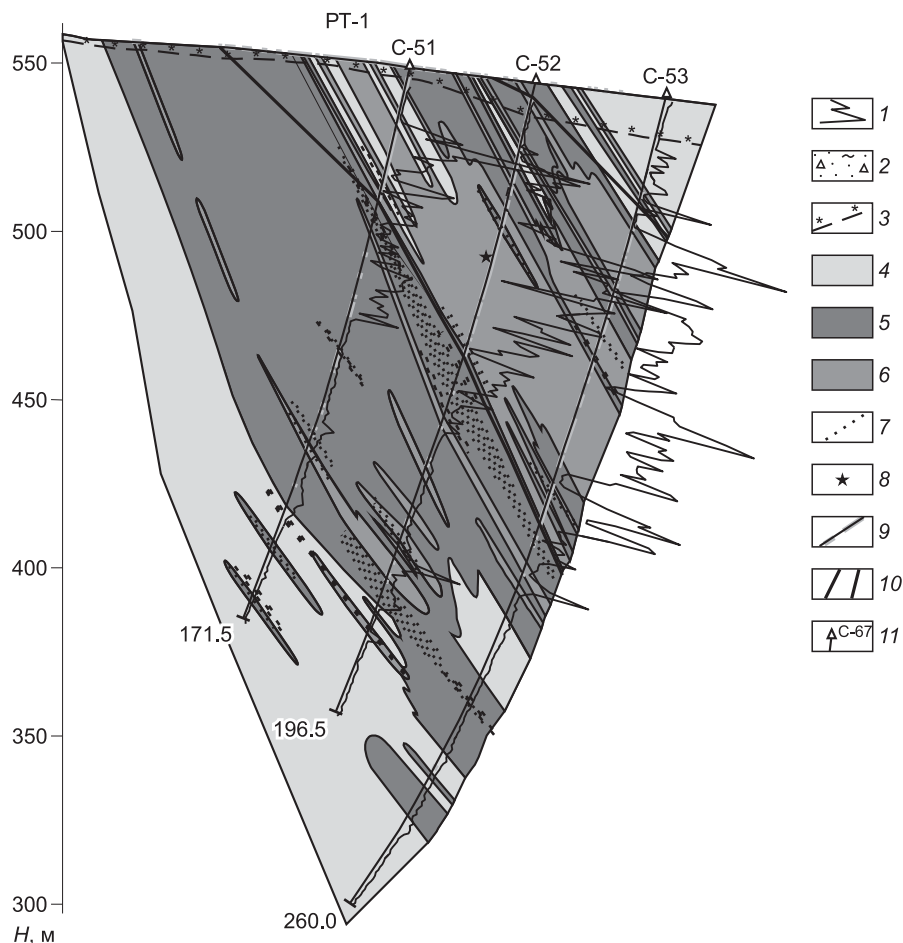
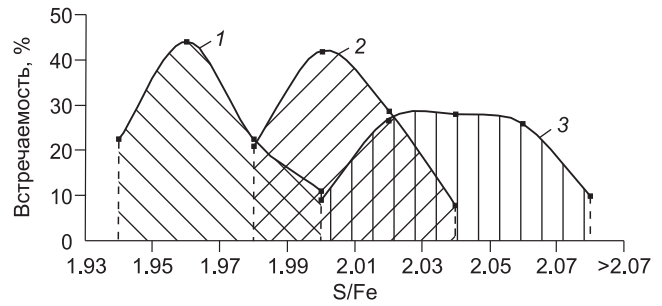


Рис. 7. Проявление на диаграммах магнитной восприимчивости руд арсенопирит-пирротинового состава.

1 — диаграммы магнитной восприимчивости; 2 — рыхлые делювиальные отложения; 3 — граница зоны приповерхностного выщелачивания сульфидов. Участки распространения гидротермально-метасоматической минерализации во вмещающих породах: 4 — пиритовой, 5 — пирит-пирротиновой, 6 — арсенопиритовой (арсенопирит + пирит + пирротин), 7 — галенит-сфалеритовой ассоциации; 8 — видимого золота; 9 — рудные интервалы; 10 — границы рудного тела; 11 — скважина и ее номер.

Рис. 8. Вариации стехиометрических составов пиритов.

1, 2 — пириты ранних минеральных стадий: 1 — первое рудное тело, 2 — второе рудное тело; 3 — пириты заключительной галенит-сфалеритовой ассоциации.



В ранних разновидностях пирита наиболее высокие значения S/Fe отношения достигаются на южном фланге месторождения Благодатное, а максимальные величины — свойственны пириту завершающей галенит-сфалерит-халькопиритовой стадии образования сульфидов (рис. 8). При этом отчетливо проявляется тенденция снижения магнитной восприимчивости пород и руд по мере возрастания количества серы в пиритах ранних генераций (рис. 9).

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

В этом разделе предлагается вариант реконструкции процессов формирования породных комплексов с аномальными физическими свойствами в свете современных представлений о физико-химических условиях функционирования гидротермальных минералообразующих систем.

Процессы минералообразования и поведение микроэлементов во флюидных системах: физико-химический аспект. Минералообразование и поведение микроэлементов в гидротермальном процессе изучались многими исследователями в лабораторных, природных и модельных физико-химических системах. Результаты этих исследований способствуют выяснению природы петрофизической зональности на месторождении Благодатное.

Из щелочно-карбонатных растворов комплексных соединений $Na_3[TR(CO_3)_3]$ при температуре 300 °С с уменьшением активности углекислоты, вызванным подкислением растворов, выпадение РЗЭ происходит в той же последовательности, в какой они находятся в таблице Д.И. Менделеева [Невский и др., 1972]. На большую прочность комплексных соединений тяжелых РЗЭ, чем легких, указывается в работах [Балашов, 1976; Wood, 1990]. М.А. Юдовской с коллегами из богатых руд и вмещающих черных сланцев месторождения Сухой Лог были выделены и изучены две генерации монацитов: низкотемпературной метаморфической и высокотемпературной (до 385 °С) рудной стадии. Предполагается, что на обеих стадиях основной формой переноса РЗЭ и Th были их гидрокарбонатные комплексы. Низкотемпературный монацит характеризуется малыми содержаниями Th (0.01—0.7 мас. %), а высокотемпературный — содержит до 4 мас. % ThO_2 [Юдовская и др., 2011]. По этим данным видно, что рост температуры гидротермальных растворов приводит к более тесной связи Th с легкими РЗЭ, в данном случае с Се. Еще лучшим комплексообразователем, чем Th и РЗЭ, является U. Викт. Л. Барсуковым и соавторами методом компьютерного моделирования исследовались процессы взаимодействия гидрокарбонатных флюидов с породами кислого состава. Выявлено, что извлечение урана из пород происходит тем эффективнее, чем выше в растворе начальная концентрация углекислоты. Мобильность уран сохраняет даже при минимальном количестве углекислоты (до 0.01—0.10 моль/кг H_2O), расходуемой на карбонатные минералы в процессе уравнивания раствора с твердой фазой [Барсуков и др., 2000].

Динамика распределения H_2CO_3 между взаимодействующим флюидом и твердой фазой в зависимости от термодинамических параметров системы изучалась в работе [Рыженко и др., 1996]. Установлено, что по мере роста температуры уменьшается доля CO_2 , связываемого во вторичных карбонатах, и все большее его количество остается в равновесном растворе. Например, при температуре солидуса

гранитов и давлении 4 кбар равновесный с ними флюид может содержать десятки-сотни моль H_2CO_3 на 1 кг воды, а при постепенном охлаждении и уменьшении давления до 300 °С и 2.5 кбар концентрация углекислоты снижается до 0.1—0.2 моль/кг H_2O .

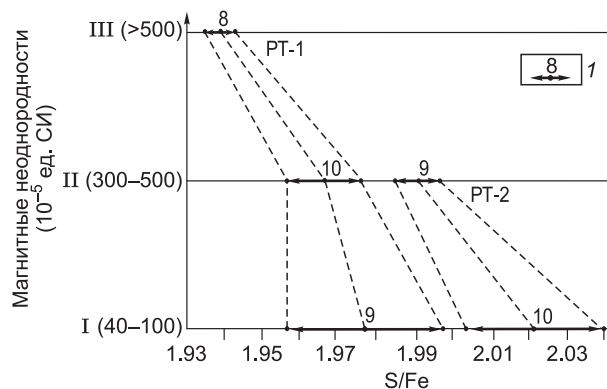
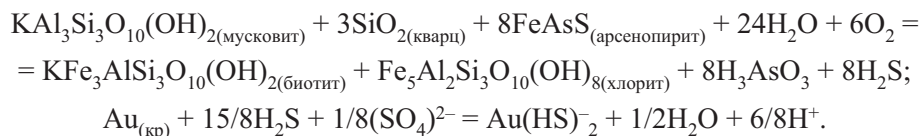


Рис. 9. Стехиометрия пиритов в магнитных неоднородностях ранних сульфидных парагенезисов.

1 — $\chi \pm \sigma$ — средняя величина (χ) и дисперсия (σ) S/Fe-отношения с количеством измерений.

Фазовые равновесия гидротермального образования пирит-пирротинового парагенезиса зависят главным образом от температуры и фугитивностей (f) кислорода и серы или валовой концентрации серы ($m_{S_{общ}}$) [Бортников и др., 1996; Иванов и др., 2004; Стрельцова, 2009; и др.]. Анализ диаграмм $\lg m_{S_{общ}} - \lg f_{O_2}$, $\lg f_{S_2} - \lg f_{O_2}$, $\lg f_{S_2} - T$ системы Fe—S—O₂—H₂O при $P = 1$ кбар позволяет сделать следующие выводы. 1. В изотермической системе при фугитивностях кислорода, равновесных пирит-пирротин-магнетитовому буферу, пирит-пирротинное равновесие полностью определяется фугитивностью серы. 2. При увеличении температуры равновесное состояние фаз может сохраняться только на фоне роста валовой концентрации серы во флюиде, в противном случае это приводит к доминированию пирротина над пиритом. 3. Уменьшение температуры или увеличение фугитивности серы в минералообразующей среде приводит к смещению пирит-пирротинового равновесия и преимущественному выделению пирита. 4. На активность компонента в гидротермальном флюиде существенное влияние оказывает наличие и активность конкурирующих с ним компонентов [Бартон, 1960]. Рост активности анионов-конкурентов приводит к подавлению активности сульфидной серы, что более благоприятно для образования пирротина, чем пирита.

В гидротермальных растворах, содержащих сульфидную серу, миграция золота осуществляется в виде комплексов AuHS⁰, Au(HS)₂⁻ [Gibert et al., 1998; Дадзе, Каширцева, 2004; Пальянова, Колонин, 2007], а их устойчивость зависит от фугитивности серы. В работе [Горячев и др., 2008] приводятся реакции раствора, включающего сероводород, мышьяковистую кислоту и Au(HS)₂⁻, с породами, обогащенными Fe²⁺ в силикатной форме:



При кристаллизации пирита и арсенопирита связывается сульфидная сера, что приводит к дестабилизации комплексов Au(HS)₂⁻, и образованию самородного золота [Павлов, 1971; Горячев и др., 2008].

Формирование петрофизической зональности в рудогенерирующем процессе. Исходные метасадочные породы рязановской и кординской свит на месторождении Благодатное характеризуются сравнительно выдержанной петрофизической однородностью: они не содержат аутигенного УВ и не поляризуются; их магнитная восприимчивость не превышает $50 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Дифференцированность по содержанию РАЭ обусловлена вариативностью в их составе известково-кремнистой и глиноземистой составляющих.

На раннем дорудном этапе метасоматизма в динамометаморфических зонах интенсивного расланцевания развиваются кварц-мусковитовые метасоматиты и сопряженные с ними участки пород с хлоритовой минерализацией. Сопряженность дорудных процессов мусковитизации и хлоритизации, и соответственно зонального распределения литофильных элементов и оснований подчеркивается соседством одномасштабных геофизических аномалий. Кварц-мусковитовые метасоматиты создают дугообразные ореолы максимального накопления Th и K в безрудной части минералообразующей системы, а рудоносному участку хлоритизированных пород соответствует локальная аномалия ускорения силы тяжести Δg как высокоплотной зоне базификации (см. рис. 1). Результаты изучения связей потенциалов ЕП с содержаниями РАЭ и последних между собой позволяют предполагать, что поступление углеродистого вещества и радиоактивных элементов было одновременным в процессе формирования предрудных метасоматитов. При этом торий ассоциировал с калием, а уран с углеродистой минерализацией на участках ее максимального проявления. В работах [Иванкин и др., 1984; Наумов, 1998] рассматриваются комплексные соединения урана и золота с органическими аддендами в качестве одной из форм их переноса в восстановленных гидротермальных растворах. Образование подобных метасоматических серицитолитов на Советском месторождении связывают с поступлением глубинных восстановленных флюидов по зоне Ишимбинского разлома [Русинова и др., 1999]. Дорудная сульфидная минерализация представлена преимущественно пиритом, потому что продукты этого этапа, сохранившиеся от последующих преобразований, немагнитные. Образованию пирита, вероятно, способствовала сравнительно невысокая температура предрудного процесса (см. табл. 1) и отсутствие конкурентов у сульфидной серы. Количество углекислого газа в растворе, приводящем к углеродизации пород, не могло быть значительным, а мышьяковистая кислота поступала в минералообразующую систему на следующем этапе.

На рудном этапе в рудогенерирующую систему поступали растворы водно-углекислотно-мышьяково-сернистого состава. Отложение минералов происходило в интервале температур от 560 до 315 °С (см. табл. 1). Тесная связь Th в первом рудном теле с Се, а во втором с Lu (см. табл. 4) позволяет предполагать, что первое рудное тело представлено более высокотемпературными образованиями, чем второе. С этим предположением согласуются и более высокие магнитные параметры первого рудного тела

и сохранность электрохимической активности пород. Последний факт связан с тем, что высокая температура препятствовала процессу карбонатизации. Таким образом, высокотемпературный гидрокарбонатный раствор не нарушал поляризационных свойств графитизированных сланцев, способствовал близкому поведению Th с легкими редкими землями, выносу U и развитию пирротина по пириту. Так формировалась петрофизическая обстановка северо-западного фланга продуктивной зоны на рудном этапе (см. рис. 2, 3, 4).

Образование петрофизической зональности южного золоторудного блока происходило на фоне снижения температуры. В этих условиях углекислота связывалась в новообразованном сидерите. Контрастно, но локально проявленная в кремнекислых метасоматитах, карбонатная минерализация широко распространилась в рассеянной форме во внешних зонах метасоматической колонны. Под рассеянной минерализацией, как и в работе [Барсуков и др., 2000], понимается процесс связывания огромного количества CO₂ без образования карбонатовых пород. Углеродистые дорудные метасоматиты, подверженные карбонатизации, утрачивали электрохимическую активность. Связывание углекислоты в твердой фазе отражалось на миграционной способности редкоземельных и радиоактивных элементов и их зональном распределении. Сначала разрушались карбонатные комплексы легких редких земель, затем — тяжелых. При такой эволюции раствора у Th, как более устойчивого комплексообразователя [Невский и др., 1972], утрачивалась связь с церием, и он ассоциировался с лютецием. Максимум накопления Th приходился на нижние горизонты минерализованной зоны, а ураном с его максимальной миграционной способностью обогащались наиболее удаленные от зон кремнекислых метасоматитов верхние горизонты месторождения.

Ассоциация золота и арсенопирита является распространенной в составе руд золото-сульфидных месторождений [Генкин и др., 2002; Горячев и др., 2008; Гаврилов и др., 2009]. Для этих месторождений закономерна обособленность продуктивной минерализации (и арсенопиритовой) от участков наиболее магнитных (пирротинизированных) пород. Такая минералогическая и петрофизическая зональность имеет универсальный характер и проявлена на месторождениях с золото-арсенопирит-пирит-пирротинным составом руд в разных регионах и в различные металлогенические эпохи: Чертово Корято (Патомское нагорье, рифей), Наталка (Яно-Колымская складчатая область, мезозой) и др. [Колмаков и др., 2010; Шарафутдинов, 2008; и др.]. В лабораторных условиях эта зональность была воспроизведена путем моделирования метасоматической колонки с золотоносным пирит-арсенопиритовым парагенезисом методом «проточного реактора» [Оболенский и др., 2011]. Высокотемпературное развитие пирротина по пириту приводит к высвобождению сульфидной серы и росту ее активности в растворе. Это способствует дополнительному перераспределению золота и выносу его из зон интенсивной пирротинизации на рудном этапе, что подтверждается вырождением продуктивных интервалов среди самых магнитных пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показывают, что петрофизическая зональность месторождения Благодатное представляет собой сочетание полихронных породных ассоциаций с аномальными физическими свойствами. Их проявление и разнообразие обязано всей совокупности рудогенерирующих процессов, а также значительным колебаниям физико-химических параметров гидротермальных флюидов (температуры, активностей углекислоты и сульфидной серы) на отдельных стадиях развития минералообразующей системы, завершившегося локализацией золотого оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976, 266 с.
- Барсуков Викт. Л., Соколова Н.Т., Князева С.Н., Шваров Ю.В.** Предрудные гидротермальные изменения вмещающих пород на урановом месторождении Шлема (Рудные горы, ФРГ). II. Опыт компьютерного моделирования // Геохимия, 2000, № 7, с. 718—745.
- Бартон П.Б.** Некоторые пределы возможного состава рудообразующих растворов // Термодинамика геохимических процессов. М., Изд-во иностр. лит., 1960, с. 9—32.
- Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В.** Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // Геология рудных месторождений, 1996, т. 38 (3), с. 238—257.
- Бровков Г.Н., Ли Л.В., Охапкин Н.А.** Геолого-структурные особенности размещения золотой и полиметаллической минерализации в байкалидах Енисейского кряжа // Геология и закономерности эндогенного оруденения западного обрамления Сибирской платформы. Красноярск, КО СНИИГГиМС, 1986, с. 4—11.
- Гаврилов Р.Ю., Кучеренко И.В., Мартыненко В.Г., Верховин А.В., Мартынова Т.Е.** Объемная геолого-геохимическая модель мезотермального золоторудного месторождения Чертово Корято (Патомское нагорье) // Изв. Том. политех. ун-та, 2009, т. 315 (1), с. 30—43.

Генкин А.Д., Вагнер Ф.Е., Крылова Т.Л., Цепин А.И. Золотоносный арсенопирит и условия его образования на золоторудных месторождениях Олимпиада и Ведуга (Енисейский край, Сибирь) // Геология рудных месторождений, 2002, т. 44 (1), с. 59—76.

Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд // Геология рудных месторождений, 2008, т. 50 (5), с. 414—444.

Дадзе Т.П., Каширцева Г.А. Экспериментальное изучение растворимости золота в сульфидсодержащих гидротермальных растворах // Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий: В 2 т. / Под ред. В.А. Жарикова, В.В. Федькина. М., Наука, т. 1, 2004, с. 315—326.

Жариков В.А. Основы физической геохимии. М., Наука, 2005, 654 с.

Злобин В.А., Куликов А.А., Бобров В.А. Закономерности распределения радиоактивных элементов в докембрийских отложениях заангарской части Енисейского края // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, Наука, 1975, с. 198—203.

Иванкин П.Ф., Иншин П.В., Назарова Н.И. Формы переноса и условия отложения золота в «черносланцевых» зонах (в связи с задачами поиска и оценки месторождения) // Прогноз, поиски и оценка золоторудных месторождений в «черносланцевых» толщах. Труды ЦНИГРИ, вып. 184 / Под ред. В.А. Нарсеева, А.А. Стороженко. 1984, с. 71—97.

Иванов И.П., Шаповалов Ю.Б., Каширцева Г.А. Термодинамический анализ парагенезисов минералов на основе системы $Fe-S-O_2-H_2O$ // Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий: В 2 т. / Под ред. В.А. Жарикова, В.В. Федькина. М., Наука, 2004, т. 1, с. 283—297.

Колмаков Ю.В., Соколов С.В., Гусев Е.В. Геодинамические условия образования месторождений золота в Патомском нагорье, Восточная Сибирь: факторы их проявления в аномалиях магнитного поля // Отечественная геология, 2010, № 4, с. 8—14.

Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М., Наука, 1969, 111 с.

Коробейников А.Ф., Нарсеев В.А., Пшеничкин А.Я., Арифюлов Ч.Х. Пириты золоторудных месторождений. М., ЦНИГРИ, 1993, 213 с.

Кренделев Ф.П. Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского края. М., Наука, 1971, 376 с.

Курек Н.Н., Курек А.И. Серицитсодержащие породы // Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Труды ВСЕГЕИ / Под ред. Н.Н. Курека. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 101—147.

Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Дмитриева Н.В., Гареев Э.З., Лепихина О.П. Геохимические особенности тонкозернистых терригенных пород рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского края: оценка зрелости дорифейской континентальной коры и ее эволюции в интервале 1.65—0.6 млрд лет // Геохимия, 2009, № 7, с. 734—756.

Метасоматизм и метасоматические породы / Под ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова. М., Научный мир, 1998, 490 с.

Наумов Г.Б. Миграция урана в гидротермальных растворах // Геология рудных месторождений, 1998, т. 40 (4), с. 307—325.

Невский В.А., Гинзбург А.И., Козлова П.С., Онтоев Д.О., Апельцин Ф.Р., Куприянова И.И., Кудрин В.С., Эпштейн Е.М. Геология постмагматических ториево-редкометалльных месторождений. М., Атомиздат, 1972, 408 с.

Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Типизация золоторудных месторождений складчатых областей миегосинклинального типа // Руды и металлы, 1995, № 5, с. 54—71.

Ножкин А.Д., Гавриленко В.А. Золото и радиоактивные элементы в полифациальных отложениях верхнего рифея и венда северной части Енисейского края. Новосибирск, Наука, 1976, 198 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А. Радиоактивные и редкоземельные элементы в метапелитах как индикаторы состава и эволюции докембрийской континентальной коры юго-западной окраины Сибирского кратона // ДАН, 2003, т. 390 (6), с. 813—817.

Оболенский А.А., Гущина Л.В., Анисимова Г.С., Серкебаева Е.С., Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Физико-химическое моделирование процессов минералообразования Бадранского золоторудного месторождения (Якутия) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (3), с. 373—392.

Огильви А.А., Островский Э.Я., Рудерман Е.Н. Электроразведка по методу естественного электрического поля в современных зарубежных исследованиях. М., ВИЭМС, 1987, 57 с.

Павлов Л.А., Павлова Л.К. Элементы термодинамики поведения золота в процессе рудообразования // Физика и физико-химия рудообразующих процессов / Ред. Г.Л. Поспелов. Новосибирск, Наука, 1971, с. 121—147.

- Пальянова Г.А., Колонин Г.Р.** Геохимическая подвижность Au и Ag в условиях гидротермально-го переноса и отложения (термодинамическое моделирование) // Геохимия, 2007, № 8, с. 814—828.
- Полева Т.В., Сазонов А.М.** Геология золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском крае. М., Экон. газ., 2012, 290 с.
- Прохоров В.Г.** Особенности развития сульфидного оруденения на Енисейском кряже как следствие метаморфогенного преобразования пирита // Геология рудных месторождений Красноярского края / Под ред. В.П. Филоненко, Л.Н. Россовского. Новосибирск, СНИИГТиМС, 1977, с. 49—63.
- Рослякова Н.В., Щербаков Ю.Г., Шипицын Ю.Г., Киреев А.Д.** Редкоземельные элементы при формировании золоторудных месторождений // Геология и геофизика, 1992 (6), с. 68—81.
- Русинова О.В., Русинов В.Л., Абрамов С.С., Кузнецова С.В., Васюта Ю.В.** Околорудные изменения пород и физико-химические условия формирования золото-кварцевого месторождения Советское (Енисейский кряж, Россия) // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41 (4) с. 308—328.
- Рыженко Б.Н., Барсуков Викт. Л., Князева С.Н.** Химические характеристики (состав, pH, Eh) системы порода/вода. I. Система гранитоиды/вода // Геохимия, 1996, № 5, с. 436—454.
- Рысс Ю.С.** Геоэлектрохимические методы разведки. Л., Недра, 1983, 255 с.
- Савельева В.Б., Зырянов А.С., Пантеева С.В.** Редкоземельные элементы в кварц-мусковитовых метасоматитах Приморского разлома (Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2003, № 1, с. 70—82.
- Свешников Г.Б.** Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1967, 159 с.
- Семенов А.С.** Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., Недра, 1974, 388 с.
- Совмен В.К., Страгис Ю.М., Кровякова Л.П., Савушкина С.И.** Золоторудное месторождение Благодатное — новое крупное разведанное месторождение в Красноярском крае // Разведка и охрана недр, 2006, № 8, с. 28—32.
- Стрельцова Н.И.** Равновесия сульфидов и оксидов меди, железа и цинка в хлоридных растворах: термодинамическое исследование // Геология рудных месторождений, 2009, т. 51 (5), с. 444—460.
- Тишин П.А., Гертнер И.Ф., Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Врублевский В.В., Колмаков Ю.В.** Внутреннее строение и тектоническая эволюция золото-сульфидных залежей в магматических толщах на примере месторождения Благодатное (Енисейский кряж) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых (Материалы XXXVIII тектонического совещания, т. 1). М., ГЕОС, 2005.
- Томиленко А.А., Гибшер Н.А.** Флюидные включения в золотокварцевых жилах рудопроявления «Благодатное» (Енисейский кряж, Россия) // Золото Сибири: геохимия, технология, экономика: материалы IV международного симпозиума. Красноярск, Изд-во КНИИГТиМС, 2006, с. 30—31.
- Шарафутдинов В.М., Хасанов И.М., Михалицына Т.И.** Петрофизическая зональность Наталкинского рудного поля // Тихоокеанская геология, 2008, т. 27 (5), с. 89—103.
- Щербань И.П.** Рудоносные околожилные метасоматиты. Киев, «Либідь», 1996, 352 с.
- Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А.** Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов // Геология рудных месторождений, 2011, т. 53 (1), с. 32—64.
- Gertner I., Tishin P., Vrublevsky V., Sazonov A., Zvyagina E., Kolmakov Y.** Neoproterozoic alkaline igneous rocks, carbonatites and gold deposits of the Yenisei Ridge, Central Siberia: evidence of mantle plume activity and late collision shear tectonics associated with orogenic gold mineralisation // Res. Geol., 2011, v. 61, № 4, p. 316—343.
- Gibert F., Pascal M.-L., Pichavant M.** Gold solubility and speciation in hydrothermal solutions: experimental study of the stability of hydrosulphide complex of gold (AuHS⁰) at 350 to 450° and 500 bars // Geochim. Cosmochim. Acta, 1998, v. 62, № 17, p. 2931—2947.
- Sazonov A.M., Gertner I.F., Zvyagina E.A., Tishin P.A., Poleva T.V., Leontyev S.I., Kolmakov Y.V., Krasnova T.S.** Ore-forming conditions of the Blagodatk gold deposit in the Riphean metamorphic rocks of the Yenisey Ridge according to geochemical and isotopic data // Журнал СФУ, 2009, т. 2, № 2, с. 203—220.
- Wood S.A.** The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350 °C at saturation water vapor pressure // Chem. Geol., 1990, v. 88, № 15, p. 99—125.