

Геолого-генетическая модель формирования Ветренского золоторудного месторождения (Магаданская область)

Н.В.БОНДАРЕНКО¹, В.А.УТЕНКОВ², Н.В.ПАЧЕРСКИЙ¹, Н.Д.РАКОВ²

¹(Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1),

²(Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» (МГРИ–РГГРУ); 117997, г. Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23)

Ветренское золоторудное месторождение расположено в пределах Центрально-Колымского золотоносного региона (ЦКР) и является эталонным объектом для одноимённой площади в пределах листов Р-55-XXIV и Р-55-XIX. Детальные наблюдения в карьере, штольнях и в керне месторождения позволили наметить этапность и стадийность минералообразования, взаимосвязь рудогенеза с метасоматически изменёнными породами. Составлена геолого-генетическая модель месторождения, предполагающая, что золотое оруденение сформировалось за счёт разгрузки флюида магматического происхождения в тектонически подготовленной углисто-глинистой матрице.

Ключевые слова: Центрально-Колымский, золото, месторождение, месторождение Ветренское, березиты, аргиллизиты, углистое вещество, пирит, арсенопирит, флюид.

Бондаренко Николай Викторович
кандидат геолого-минералогических наук

nicolasbond@yandex.ru

Утенков Владимир Александрович
кандидат геолого-минералогических наук



vutenk@yandex.ru

Пачерский Николай Викторович

1971nvp@mail.ru

Раков Николай Дмитриевич

racmanv@mail.ru

Geological-genetic model of Vetrenskoye gold deposit formation (Magadan region)

N.V.BONDARENKO¹, V.A.UTENKOV², N.V.PACHERSKY¹, N.D.RAKOV²

¹(Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals),

²(Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education «Russian state University for Geological Prospecting named after Sergo Ordzhonikidze»)

Vetrenskoye gold deposit is located within the Central Kolyma gold-bearing region and is a reference object for the area of the same name within P-55-XXIV and P-55-XIX. Detailed observations in the quarry, adits and in the core of the deposit made it possible to outline the staging of mineral formation, the relationship of ore genesis with altered rocks. A geological model of the deposit was compiled suggesting that gold mineralization was formed due to the discharge of a fluid of magmatic origin in a tectonically prepared carbonaceous-clay matrix.

Key words: Central Kolyma, gold, deposit, Vetrenskoye deposit, beresites, mudstones, carbonaceous matter, pyrite, arsenopyrite, fluid.

Вопросам геологии, минералогии и генезиса золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса посвящён обширный список литературы [1, 3, 6 и др.]. В пределах ЦКР выявленные объекты принадлежат к двум основным рудным формациям: золото-кварцевой и золото-редкометалльной (золото-порфировой, золото-полисульфидно-кварцевой, по разным авторам). Существенно преобладают объекты золото-кварцевой формации. Объекты золото-редкометалльной формации относятся к нетрадиционному для провинции типу, обладающему значительными перспективами [6].

Объекты золото-кварцевой формации по структурно-морфологическим признакам разделяются на линейные штокверки в терригенных породах и жилы. Характерная особенность объектов жильного типа – повышенные содержания золота при сравнительно небольших запасах (до первых десятков тонн). К эталонным жильным месторождениям относятся Юглер, Бадран, Токичан и другие. Наиболее изученным представителем штокверковых золото-кварцевых объектов служит месторождение Наталкинское, которое является примером выявления в ЦКР крупнообъёмных золоторудных месторождений путём переоценки ранее известных жильных объектов [6].

Для объектов золото-редкометалльной формации (Дубач, Паук, Тэутеджак и др.) характерными признаками являются отчётливая парагенетическая связь с гранитоидными интрузиями и присутствие в рудах минералов висмута и теллура.

В настоящее время геохронологическими методами для золото-кварцевого оруденения также установлена связь с гранитоидным магматизмом [12]. Актуальным является вопрос о характере этой связи. Авторы попытались решить его на примере Ветренского золото-кварцевого месторождения, локализованного в непосредственной близости от гранитных массивов. Изложенная ниже модель основана на результатах наблюдения взаимоотношений разновозрастной минерализации в карьере, штольнях и в керне скважин, минералогических и петрографических исследований интрузивных пород, метасоматитов и руд Ветренского месторождения.

Ветренский золоторудный узел (РУ) расположен в юго-восточной части Верхояно-Колымской минерагенетической провинции в пределах Центрального Колымского золотоносного региона. В тектоническом плане РУ охватывает отрезок зоны Чай-Юрьинского регионального долгоживущего разлома, который отделяет структуры

Иньяли-Дебинского мегасинклинория от Аян-Юрьинского антиклинория, расположенного юго-западнее. Площадь узла сложена углеродистыми аргиллит-алевролитовыми породами триаса и аргиллит-песчаниковыми отложениями нижней юры, метаморфизованными в низах зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, смятыми в линейные складки и нарушенными серией продольных и кососекущих разломов, которые составляют зону Чай-Юрьинского разлома. Генеральное простирание складчатых и разрывных структур северо-западное. Осадочные толщи в ближайшем обрамлении РУ прорваны крупными гранитоидными интрузивными массивами (Анначаг, Право-Обинский, Корабль), которые являются составляющими Главного Колымского батолитового пояса на его южном фланге [5].

В Ветренском рудном узле промышленным объектом является среднее по запасам Ветренское золоторудное месторождение, расположенное на водоразделе Колымского водохранилища и его правого притока р. Обо в пределах одноимённого рудного поля (РП). В структурном плане месторождение приурочено к ядру линейной Лево-Обинской приразломной грабен-синклинали, сложенной (сверху вниз): толщей переслаивающихся глинистых, углеродисто-глинистых, алевро- и алевроито-глинистых сланцев и подчинённых вулканомиктовых песчаников с прослоями седиментационных брекчий – флишем нижней юры (геттангский ярус, мощность 630 м); аргиллитами, алевролитами и песчаниками верхнего триаса (не менее 1550 м). На глубоких горизонтах их подстилают близкие по составу отложения среднего, нижнего триаса и верхней перми. Грабен-синклиналь шириной 5–6 км, ограничена дизъюнктивными, составляющими систему Чай-Юрьинской зоны разломов: на юго-западе – Главный ствол Чай-Юрьинской зоны, на северо-востоке – Краевой разлом. Между ними располагаются Пограничный, Роскошненский и Восточный продольные разломы (рис. 1). Они падают на юго-запад под углами от 80° до 60°. Осложняющие складки II и III порядков своими осями косо ориентированы к продольным разломам. Складки более высоких порядков развиты в непосредственной близости от разрывных нарушений и представляют собой складки волочения и пластического течения, среди них преобладают острые, асимметричные, опрокинутые.

К северо-востоку от Пограничного разлома протягивается Центральная зона смятия, в пределах

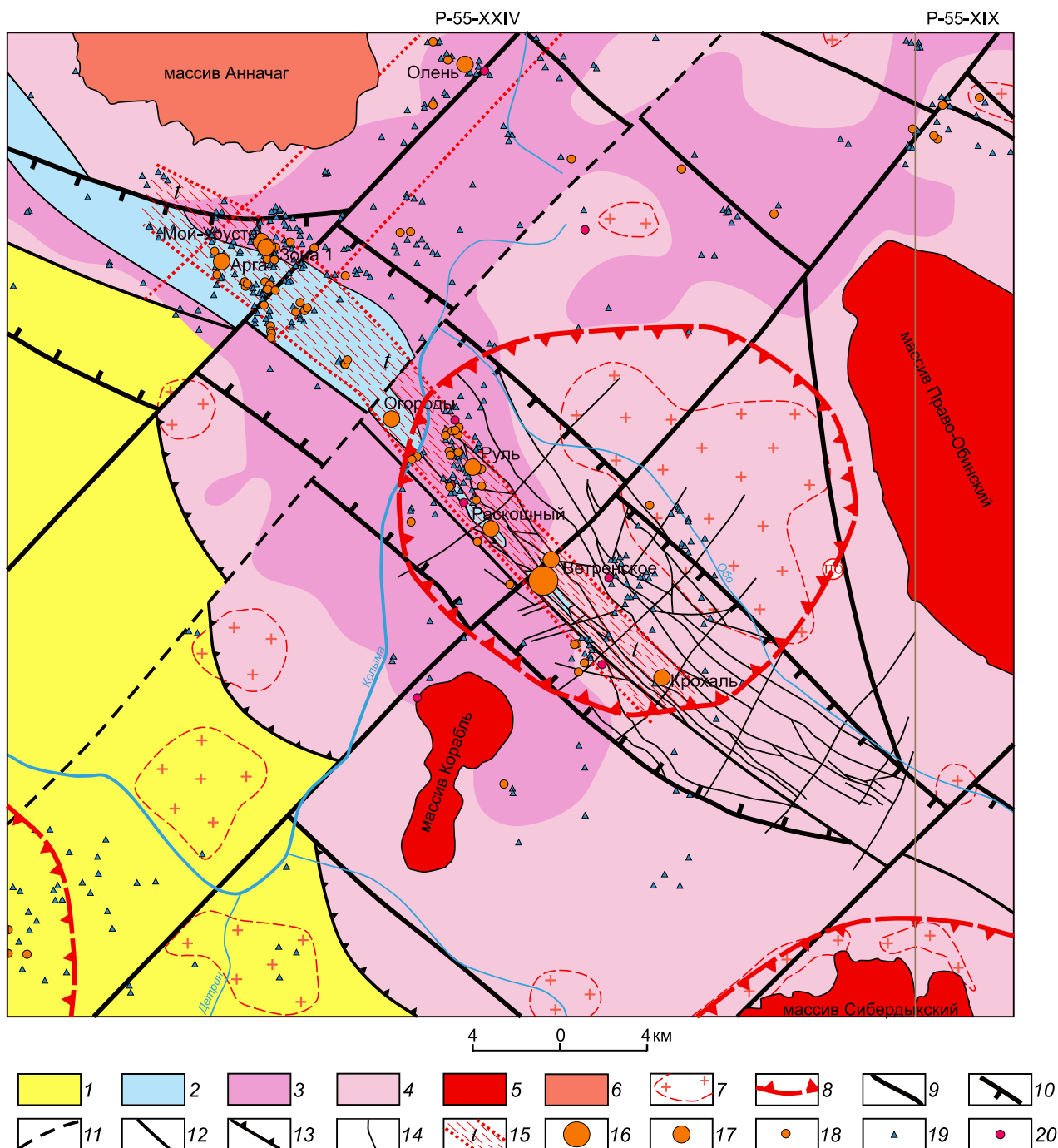


Рис. 1. Геолого-геофизическая схема Ветренского рудного узла:

тектоническое районирование: Аян-Юряхский антиклинорий: 1 – пермский подъярус (терригенные отложения), Бохалчинская ветвь Иняли-Дебинского синклиория: 2 – юрский подъярус (терригенные с повышенной глинистостью и обогащённые органическим веществом отложения), 3–4 – триасовый подъярус: 3 – терригенные отложения повышенной мощности (< –50 мГал), 4 – терригенные отложения пониженной мощности (> –50 мГал); *массивы гранитоидов:* 5 – немагнитные, 6 – слабомангнитные, 7 – предполагаемые нескрытые интрузии гранитоидов, 8 – Правобобинская рудно-магматическая система; *тектонические нарушения:* 9 – глубинный Чай-Юрьинский разлом (осевая зона), 10 – зона Чай-Юрьинского разлома, 11 – региональные скрытые разломы, 12 – разломы второго порядка, 13 – взбросы, надвиги, 14 – разрывные нарушения, составляющие зону Чай-Юрьинского разлома, 15 – зона складчато-разрывных дислокаций (разрывные нарушения разного прядка, милониты, зоны смятия, приразломные складки, кливаж разлома); *месторождения и проявления полезных ископаемых:* 16 – Ветренское золоторудное месторождение (среднее по запасам), 17 – золоторудные проявления, 18 – пункты минерализации золота (>1 г/т), 19 – свалы слабозолотоносного жильного кварца (0,01–1,0 г/т), 20 – пункты минерализации вольфрама

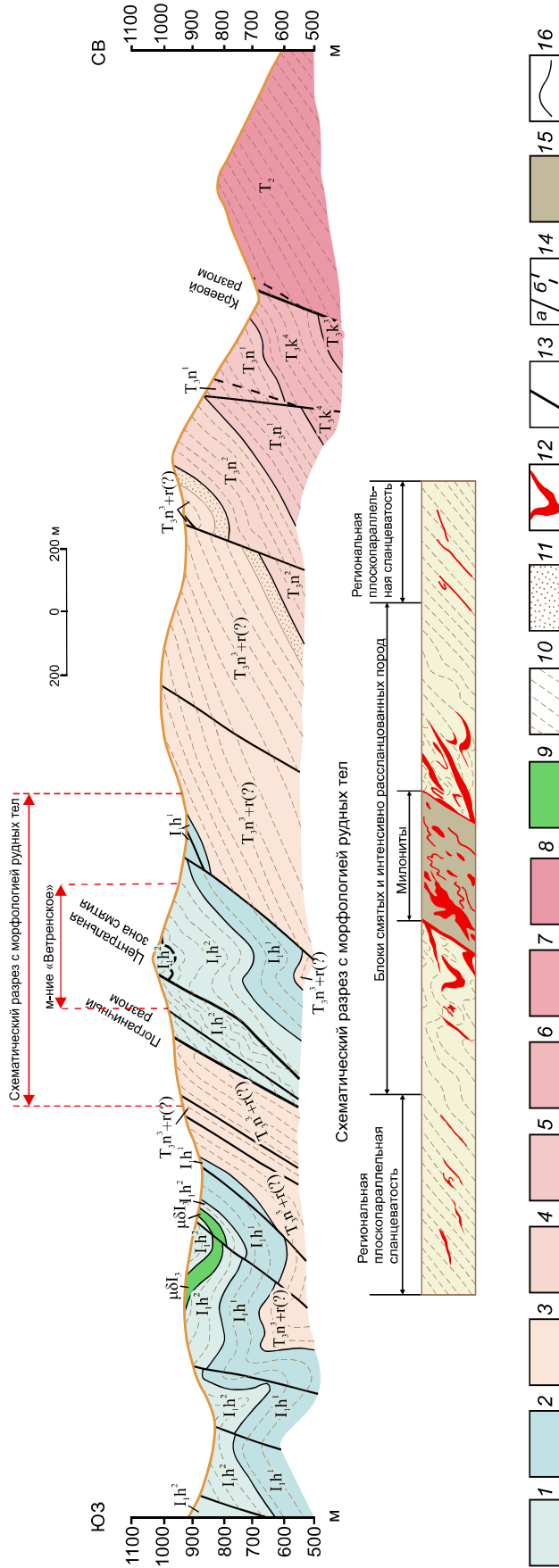


Рис. 2. Геологический разрез и морфология рудных жил месторождения Ветренское. По материалам А.И.Калинина, И.А.Панычева, ЦКТЭ, 1971, СВГУ, г. Магадан:

юрская система, нижний отдел, геттангский ярус: 1 – верхняя толща, J_1h^1 (глинистые и углисто-глинистые сланцы), 2 – нижняя толща, J_1h^1 (вулканомиктовые песчаники, глинистые алевролиты и алевроито-глинистые сланцы), углисто-глинистые сланцы; триасовая система: верхний отдел: 3–5 – нордский и редский ярусы, толщи: 3 – третья, $T_3n^3+r(?)$ (глинистые и алевроито-глинистые сланцы), 4 – вторая, T_3n^2 (алевроито-глинистые сланцы) и 5 – первая, T_3n^1 (алевроито-глинистые сланцы и алевролиты с текстурой взмучивания), 6–7 – карнийский ярус, толщи: 6 – четвертая, T_3k^4 (алевроито-глинистые сланцы, мелкозернистые алевролиты и песчаники), 7 – третья, T_3k^3 (алевроито-глинистые сланцы и глинистые сланцы, косослоистые алевролиты, вулканомиктовые песчаники), средний отдел, T_2 : 8 – косослоистые алевролиты и песчаники; интрузии: 9 – дайки и иллы монцодиоритовых порфиров, $\mu\delta I_3$; 10–11 – литология: 10 – толща переслаивания глинистых, углисто-глинистых и алевроито-глинистых сланцев, 11 – песчаники и алевро-песчаники; гидротермалиты: 12 – жилы, тела сложной морфологии и прожилки кварцевого состава; 13–14 – тектонические нарушения: 13 – крупные рудопроницающие сбросо-сдвиги, 14 – разрывные нарушения, составляющие зону Чай-Юрьинского разлома: а – установленные, б – предполагаемые; 15 – графитизированные милониты с кварцевыми прожилками, жилами, желваками, линзами и телами сложной формы; 16 – геологические границы

которой сконцентрированы рудные тела месторождения [4]. Зона прослежена на 2,5 км при ширине 200–400 м. Сложное строение зоны обусловлено развитием серии продольных субпараллельных кулисообразно расположенных разрывных нарушений, сопровождающихся блоками интенсивно трещиноватых, рассланцованных и смятых в мелкие складки пород. Простираание разрывных нарушений колеблется в северо-западных румбах от 290° до 340° с преобладанием 290°–310°, падение юго-западное. Углы падения меняются от 60°–85° на верхних уровнях до 50° на средних и до 45°–50° на нижних. Не исключено, что на глубине Центральная зона смятия причленяется к Пограничному разлому (рис. 2).

На отдельных участках зоны отмечены локальные изменения простираания и падения тектонических нарушений, обусловленные «обтеканием» блоков жёстких (существенно алевритовых) пород и отклонением в сторону более пластичных. Разрывные нарушения представляют собой зоны интенсивно смятых, милонитизированных, перетёртых до глины пород. По простираанию и падению мощность их невыдержанная, варьирует в широких пределах – от долей метра до 40 м. Максимальная мощность дизъюнктивных нарушений отмечена на участках, где их ориентировка совпадает с элементами залегания сланцев. Сокращение мощности наблюдается при секущем положении разрывов относительно ориентировки залегания сланцев. Протяжённость отдельных кулис не превышает 300 м. В местах выклинивания они расщепляются на отдельные мелкие швы. Контакты нарушений с вмещающими породами обычно чёткие, но в отдельных случаях затушёвываются рассланцеванием боковых пород. [5]

Основу рудных тел составляют кварцево-жильные образования. В пределах Центральной зоны смятия характерна их приуроченность к пластам углеродисто-глинистых и глинистых сланцев как наиболее подверженным пластичному смятию в различные по размеру и характеру складки с образованием полостей отслоения. Причём рудные пересечения отмечены наиболее высокими содержаниями углеродистого вещества.

Кварцево-жильные образования подразделяются на две группы: 1) залегающие непосредственно в зонах тектонических нарушений и 2) залегающие вне тектонических нарушений – в рассланцованных и смятых в складки породах лежащего и висящего боков.

Первая группа представлена линзами, жилами, желваками и телами неправильной формы. Размеры наиболее крупных линзовидных и жиллообразных тел достигают 60–70 м по простираанию, 60–70 м по падению, 10–12 м по мощности.

Вторую группу кварцево-жильных тел образуют: седловидные жилы и жилы, приуроченные к флексуобразным перегибам вмещающих пород, мощность жил в раздувах достигает 10–15 м; чётковидные, камерные, ветвящиеся жилы, выполняющие полости отслоения в рассланцованных алеврито-глинистых сланцах; их максимальные параметры 15–20 м по простираанию, 5–6 м по мощности; жилы, выполняющие трещины отрыва вдоль контактов тектонических зон, протяжённость до 2 м, мощность редко достигает 1 м; прожилки, приуроченные к трещинам отрыва в сводовых частях складок.

Жильные образования сложены трещиноватым крупнокристаллическим кварцем и содержат ксенолиты вмещающих пород (до 30%). В зависимости от наличия или отсутствия ксенолитов и их характера различаются текстуры: массивная, полосчато-пластинчатая и брекчиевидная.

Рудные тела месторождения представлены сериями сближенных ветвящихся жил, прожилков, линз и кварцевых тел сложной формы с вмещающими их сланцами, локализованными в верхней сохранившейся части разреза геттангского яруса. Характерными особенностями толщи нижнеюрских отложений являются: повышенная глинистость, повышенная углеродистость (среднее содержание $C_{орг} = 2,26\%$ против 0,94% в породах рудного поля в целом) и повышенная титанистость. Промышленные контуры рудных тел определяются по данным бороздового опробования. В целом месторождение вскрыто эрозией слабо, некоторые рудные тела являются слепыми [5].

Изучение гранитов Сибердыкского и Право-Обинского массивов, расположенных в непосредственной близости от месторождения, показало, что их центральные части сложены крупнозернистыми биотитовыми гранитами с высоким содержанием кварца и характерной последовательной (фракционной) кристаллизацией бесцветных минералов (после магнетита, апатита, циркона и биотита). Общий тренд которой $An_{30-40} + Qtz \rightarrow Fsp$. Отличительными чертами являются интенсивная (докалишпатовая) деанортитизация плагиоклаза $An_{40} \rightarrow An_{30}$, а также отсутствие монцонитовых структур (рис. 3, А). Обе особенности отражают низкое давление воды (<150 МПа) и химический

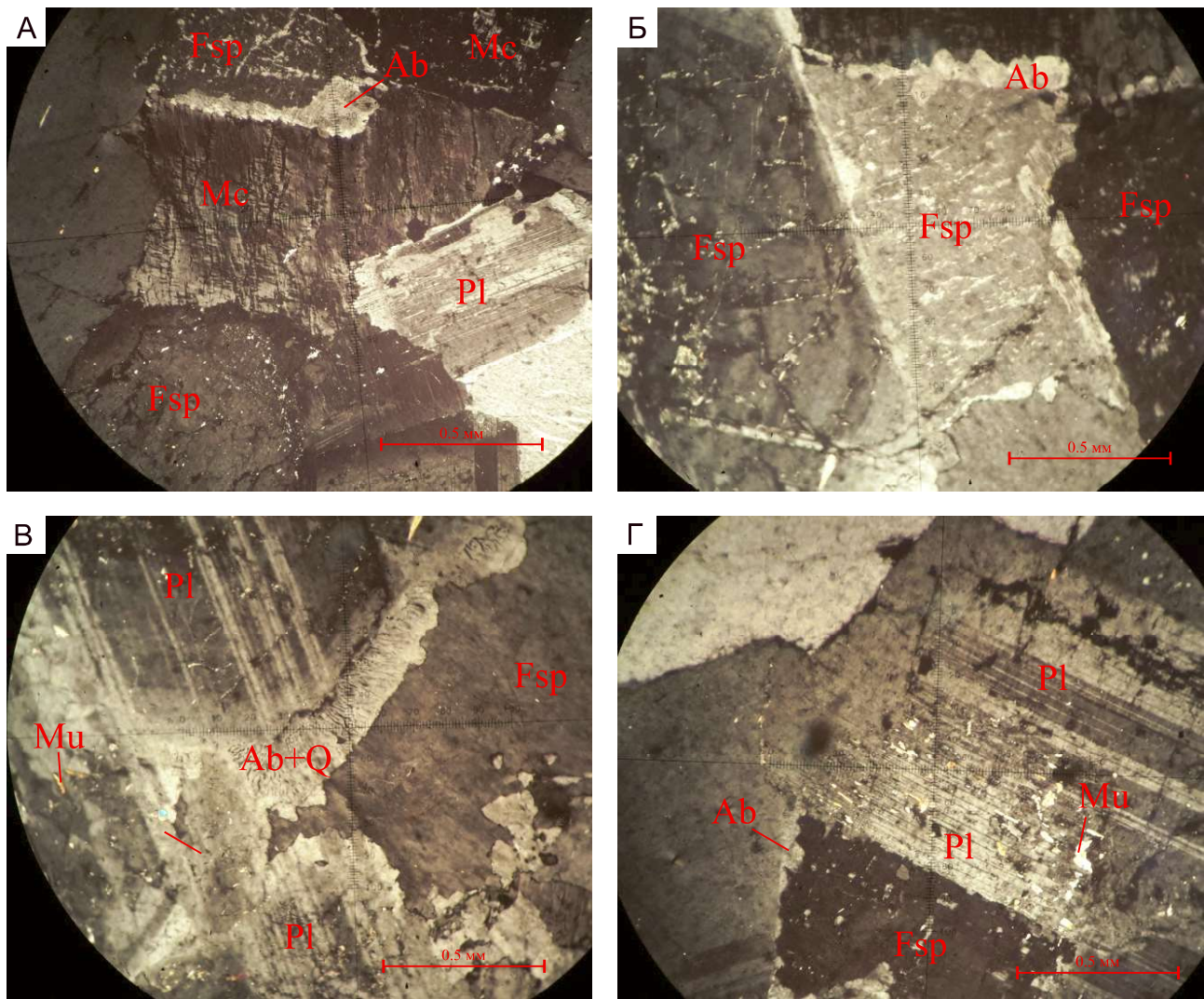


Рис. 3. Граниты Сибердыкского массива. Фото шлифов, николи скрещены:

А – деанортитизация плагиоклаза, псевдопертиты в КПШ (Fsp) с образованием вокруг него альбитовой (Ab) каймы и развитием микроклиновой деформированной решетки (Mc); Б – альбитизация псевдопертитов в КПШ (Fsp) и образование узкой альбитовой (Ab) каймы; В – развитие на границе деанортитизированного плагиоклаза (Pl) и КПШ (Fsp) поздних мirmekитов альбит-кварцевого (Ab+Q) состава, в центральной части плагиоклаза (Pl) мелкого мусковита (Mu); Г – развитие в центральной части плагиоклаза (Pl) мелкого мусковита (Mu) и образование альбитовой (Ab) каймы вокруг КПШ (Fsp)

способ её растворения в расплаве [7]. При деанортитизации плагиоклаза расходуется кремнезём расплава и поэтому прекращается образование кварца, а сам расплав обогащается кальцием:



Реакция идёт с расширением объёма плагиоклаза ($\Delta V = +7,6 \text{ см}^3/\text{моль}$), но из-за низкого содержания воды в расплаве нет деформации кварца, которая всегда наблюдается в высоководных гра-

нитах. Начальное равновесие $An_{40} + Qtz$ при условии $P_{H_2O} = 50 \text{ МПа}$ будет, по Йодеру, соответствовать $\sim 900^\circ \text{C}$, а при деанортитизации – $\sim 800^\circ \text{C}$

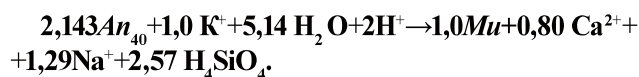
Описанный выше процесс является следствием химического способа растворения воды в расплаве (при её низком давлении), поскольку экспериментально [7] установлено, что при давлении воды $P_{H_2O} \leq 1500 \text{ бар}$ преобладает именно химический способ растворения воды в расплаве, тогда как при

более высоком давлении воды её растворение протекает молекулярным способом. Именно для высокого давления воды и её молекулярного способа растворения в расплаве характерно возникновение монцонитовых структур. Их отсутствие в изученных гранитах указывает на низкое давление воды.

Калиевый полевой шпат, заполняющий свободное пространство, не содержит поздних пертитов распада, но в нём есть псевдопертиты – извилистые реликты плагиоклаза, превращённые в альбит. При этом происходит их расширение. В результате усиливается давление на матрицу Fsp , что приводит к его уплотнению и развитию микроклиновой решётчатости. Альбитизации псевдопертитов сопутствует образование узкой альбитовой каймы вокруг Fsp (см. рис. 3, Б). Температура равновесия Fsp и альбита приходится на 700°C , а давление воды в остаточном плёночном расплаве возрастает до 500 МПа [8, 11]. Признаком увеличения содержания воды в остаточном расплаве является появление поздних мирмекитов (см. рис. 3, В).

Сравнение пород из разных частей массивов указывает на уменьшение кремнекислотности и увеличение водонасыщенности расплава от центра к их периферии, где характерно экранирующее влияние контактов, препятствующее дегазации, с закономерным повышением давления летучих компонентов. В итоге происходит накопление плёночного расплава с формированием отдельной поздней фазы гранитоидов, в основном порфировидного облика.

По мнению авторов, поздняя фаза гранитоидов относится к инверсионному периоду становления массивов, когда магматические процессы сменялись постмагматическими преобразованиями. Следует отметить, что в породах периферийного комплекса, как правило, из-за сильных вторичных изменений первичные минералы лишь частично сохраняют свою форму. Например, плагиоклаз и биотит имеют вид вкрапленников. Биотит почти полностью замещён хлоритом с выделением лейкоксена, а основная тонкозернистая масса замещена серицитом и карбонатом. Плагиоклаз образует широкие изометричные вкрапленники с прямолинейными краями, являющиеся псевдоморфозами альбита. В центре плагиоклазов, где частично сохраняется его повышенная основность (то есть большее содержание Al), наблюдается развитие мелкого мусковита (см. рис. 3, Г). Эта метасоматическая реакция имеет кислотную направленность:



Десиликация, как видно из реакции, протекает с сильным уменьшением объёма твёрдых фаз ($\Delta V = -64 \text{ см}^3/\text{моль}$), что отражается в «разрыхлении» структуры первичной породы.

Таким образом, проницаемая структура породы, гидролизный характер реакции и её кислотная направленность, а также обогащённость остаточного расплава Y, As, Bi, Sn, W, Mo способствуют интенсивной грейзенизации эндоконтактов плутонов, а при тектонической нарушенности экранирующих контактовых роговиков – распространению процессов грейзенизации в зоны экзоконтактов. Следует отметить, что тектонические разрывы, пересекающие краевые части массивов и сопряжённую с ними зону контактовых роговиков, значительно влияют на состояние системы, поскольку вызванная их заложением декомпрессия характеризуется процессом адиабатического расширения, которое сопровождается быстрым охлаждением флюидной фазы, заполняющей межзерновое (поровое) пространство (см. рис. 3, В, Г). Наличие в приконтактных частях плутонов грейзенов шеелит-молибденитового типа в ассоциации с мелкими выделениями мусковита хорошо согласуется с инверсионным характером заключительного этапа становления массивов.

Поведение флюидной массы за контурами контактов кислых плутонов определяется прежде всего взаимодействием со вмещающими породами на фоне достаточно быстрого падения температуры. Как видно из приведённых выше реакций, происходит вынос натрия и кальция, а водный флюид приобретает свойства гидротермальных растворов, которые, судя по минерализации, обогащены As, Bi, S, частично Au, Ag, W, Pb, Cu, Te. Анионная группа, судя по слюдыстым минералам метасоматического процесса, представлена в основном Cl, который присутствует во всех слюдыстых фазах.

Прохождение растворов через глинисто-углистые и глинистые сланцы приводит к их последовательной березитизации, перераспределению углеродистого вещества (УВ) и аргиллизации. Березитизация характеризуется минеральной ассоциацией кварца, серицита с карбонатами сидерит-анкеритового ряда (рис. 4, А–В), а по периферии отмечается хлорит (клинохлор). Во вмещающих углисто-глинистых отложениях с исходной примесью пирита под температурным воздействием развивается пирротин-пирит-халькопиритовая минерализация, что соответствует пресыщению

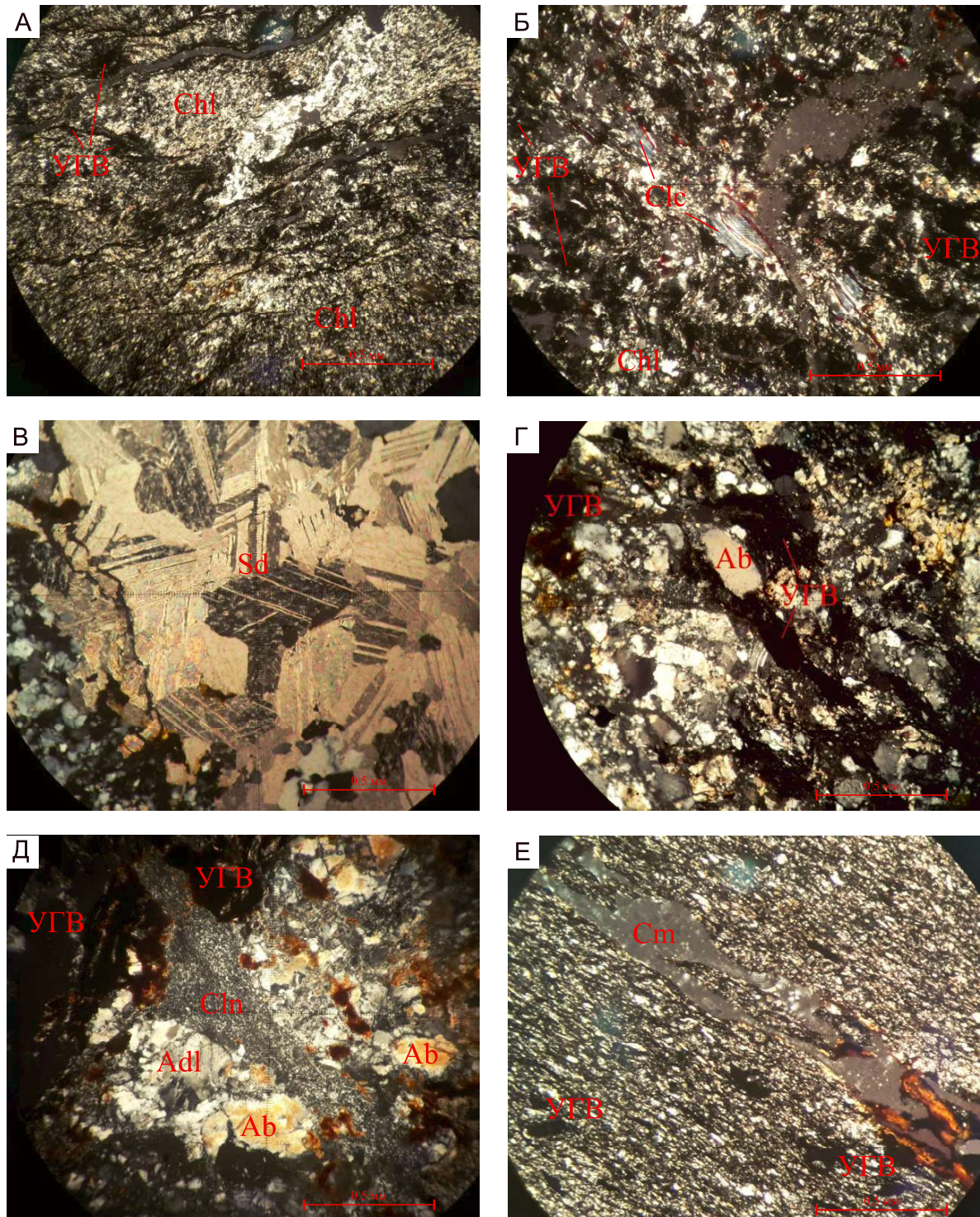


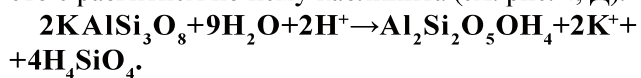
Рис. 4. Гидротермально-метасоматические образования месторождения Ветренское:

А – хлоритизированная (Chl) углисто-глинистая матрица с перераспределением углистого вещества (УГВ) (николи скрещены); Б – хлоритизированная (Chl) углисто-глинистая матрица с клинохлором (Clc) и с перераспределением УГВ (николи скрещены); В – скопление полисинтетических двойников сидерита (Sd) в песчанисто-глинистой матрице (николи скрещены); Г – поздний альбит (Ab) в изменённой глинистой матрице с перераспределением УГВ (николи скрещены); Д – поздний альбит (Ab), выделение адуляра (Adl) и развитие каолинита (Kln) по КПШ в изменённой углисто-глинистой матрице (николи скрещены); Е – развитие шамозита (Cm) и выгорание УГВ в изменённой углисто-глинистой матрице (николи скрещены)

растворов серой и представляет начальную колчеданную стадию рудогенеза.

Для Ветренского месторождения установлены находение различных типов органического вещества от антраксолитов до разной степени кристалличности графита и их приуроченность к конкретным литолого-стратиграфическим таксонам. Отмечаются накопление УВ по плоскостям кливажа и в замках микроскладок и его выгорание по периферии центральной зоны. Такое поведение углеродистого вещества оказывает значительное влияние на березиты, поскольку его окисление (выгорание) приводит к образованию карбонат-иона и появлению карбонатных фаз. Диссоциация уголекислоты $\text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{CO}_3^{2-} + 2\text{H}^+$ приводит к образованию сидерита-анкерита, смена типа диссоциации на $\text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{HCO}_3^- + \text{H}^+$ отвечает кристаллизации кальцита.

В ходе метасоматических изменений с понижением температуры перераспределяется рудное вещество: пирротин колчеданной стадии выщелачивается с замещением на пирит и арсенопирит. Следующая ступень минералообразования характеризуется новым сбросом внутренней энергии, дальнейшим снижением температуры с формированием прожилково-вкрапленной золото-кварц-арсенопиритовой (с рутилом и реликтами пирита) ассоциации и в завершение – кристаллизацией альбита. Появление таблиц альбита служит маркером пограничных парагенезисов между собственно березитами и аргиллизитами, представленными каолинитом, гидрослюдами, шамозитом, пиритом, карбонатами сидерит-анкерит-доломитового ряда (см. рис. 4, Г). Следует отметить, что в виде реликтов встречаются кварц и адуляр, часто с развитием по нему каолинита (см. рис. 4, Д):



Реакция является кислотным гидролизом и протекает с сильным уменьшением объёма твёрдых фаз ($\Delta V = -118,9 \text{ см}^3/\text{моль}$): «разрыхлением» структуры породы и существенным расширением трещин, которое в свою очередь приводит к адиабатическому охлаждению системы, которое, по мнению авторов, сопровождается разделением флюида на гидротермальную и пневматолитовую фазы. Можно предположить, что с гидротермальной фазой связано образование жильно-прожилковых зон на флангах Ветренского месторождения, в которых, помимо кварца, присутствует самородное золото и незначительное количество пирита. А выполнение трещин шамозитом

и цеолитами в центральной зоне месторождения (см. рис. 4, Е), согласно мнению авторов, является результатом пневматолитиза.

Таким образом, на примере Ветренского месторождения прослеживается ход развития процессов, непосредственно определяющий характер и тип оруденения: эволюция гранитоидного расплава с образованием поздней магматической фазы; формирование флюидной массы и грейзенизация приконтактных частей плутона; транзит флюида от массива во вмещающие породы по проницаемым зонам с формированием гидротермально-метасоматического ряда: березиты+перераспределение углеродистого вещества → аргиллизиты → гидротермалиты. В ходе гидротермально-метасоматических изменений фиксируются перераспределение, привнос и накопление рудного вещества, в том числе с формированием высокопродуктивных золоторудных тел.

Сульфидная минерализация в рудах представлена в основном арсенопиритом и пиритом, в значительно меньших количествах присутствуют пирротин, марказит, галенит, сфалерит, халькопирит. Сульфиды обычно локализованы в кварцево-жильном материале, но иногда отмечаются гнездовые скопления и единичные выделения во вмещающих сланцах. В целом, количество сульфидов составляет десятые доли процента, и по этому показателю руда относится к убогосульфидному типу [9]; кроме сульфидов, в рудах месторождения широко развит шеелит.

Исходя из минералого-геохимических исследований руд месторождения и материалов предшественников [5, 9] представляется, что формирование золотого оруденения месторождения Ветренское протекало в несколько стадий в ходе единого рудного этапа. Следует отметить, что собственно рудогенез накладывался на углисто-глинистую матрицу, подготовленную тектоническими процессами. Влияние разрывной тектоники описано выше, а пликативные нарушения выражены в заложении серий складок высоких порядков с образованием полостей отслоения, характеризующихся декомпрессионным режимом.

Минеральные следы тектонического воздействия фиксируются в породах месторождения, например, в развитии по периферии месторождения зоны, обогащённой ильменитом с содержанием до 1–2%. При этом рудные тела залегают в зоне развития рутила и лейкоксена в количестве от долей процента до 7% [5]. Достаточно часто встречается графитистое вещество разной степени

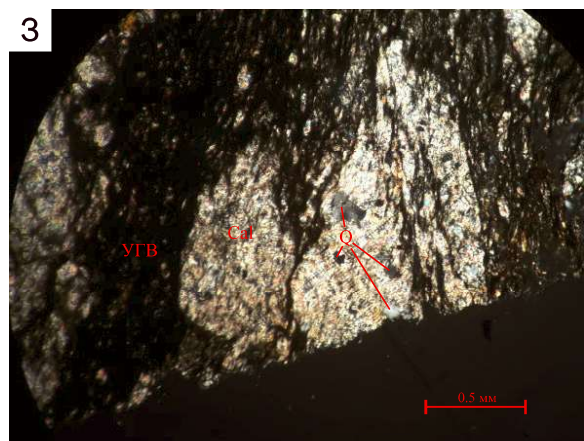
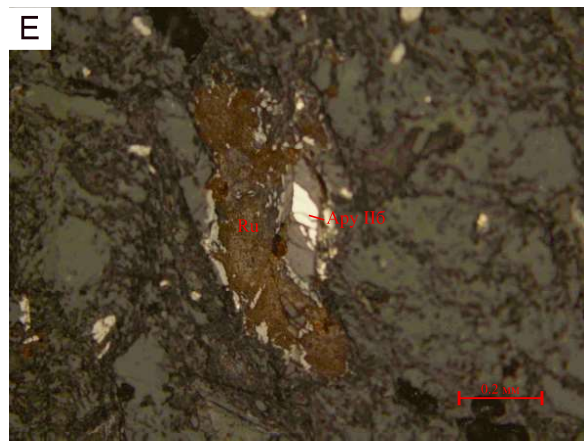
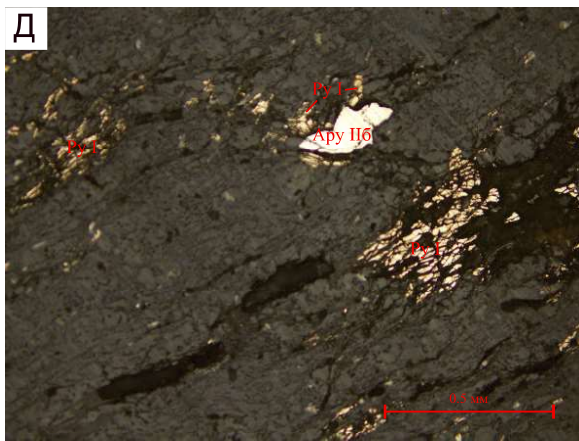
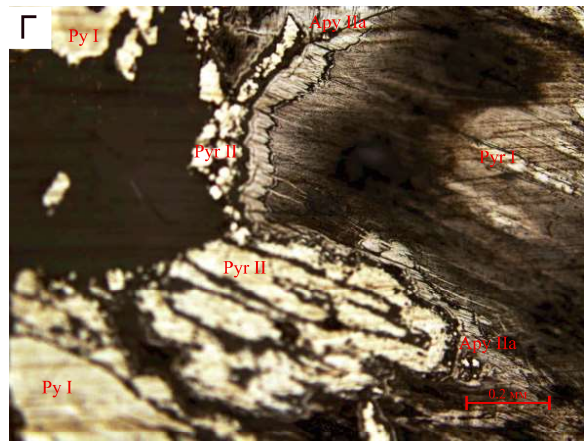
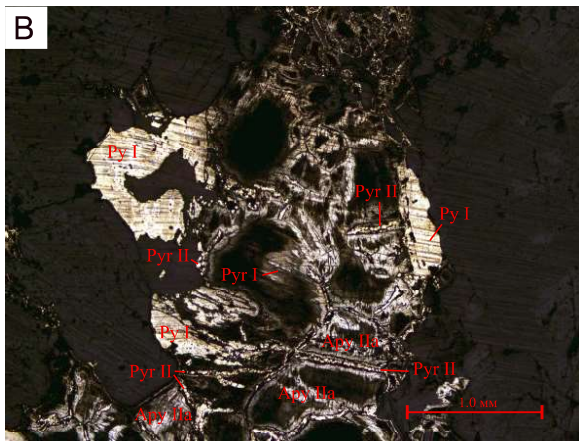
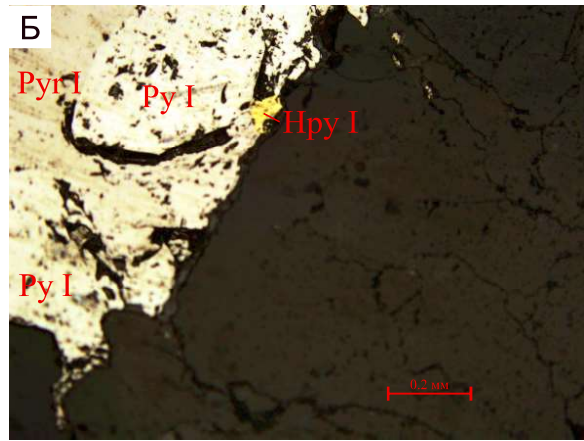
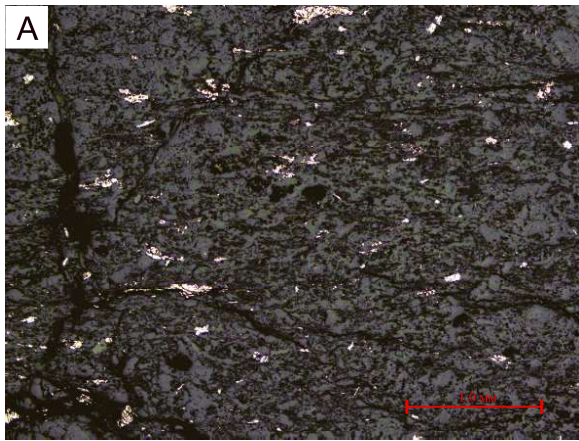


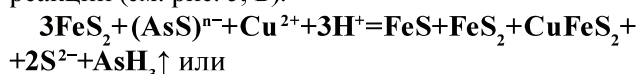
Рис. 5. Взаимоотношения минералов в рудах месторождения Ветренское:

А – тектонически подготовленная углисто-глинистая матрица с катаклазированным аутигенным пиритом; Б – минеральная ассоциация пирротин (pyr)–пирит (py)–халькопирит (hpy) начальной низкопродуктивной стадии рудного этапа; В – коррозионная текстура пирротина и образование по нему оторочек арсенопирита (Apy IIa) и пирита (Py II) (пирит-арсенопиритовая подстадия высокопродуктивной рудной стадии); Г – оторочки новообразованного пирита (Py II) и удлинённых кристаллов арсенопирита (Apy IIa), сросшихся по призме (пирит-арсенопиритовая подстадия высокопродуктивной рудной стадии); Д – арсенопирит (Apy IIб) сульфоарсенидной подстадии высокопродуктивной рудной стадии и катаклазированный пирит (Py I) начальной низкопродуктивной стадии; Е – арсенопирит (Apy IIб) сульфоарсенидной подстадии высокопродуктивной рудной стадии и развитие рутила по ильмениту (Ru); Ж – кварцевые прожилки (Q) с пиритом (Py III) и кальцитом (Cal) (низкопродуктивная жильно-прожилковая стадия); З – кальцит (Cal), растворение и переотложение кварца (Q) в скоплении УГВ

кристалличности как в кварце, так и во вмещающих породах с размером выделений 0,2–1,5 мм. Подобный «полуграфит» [10] в количестве до нескольких процентов присутствует в милонитах.

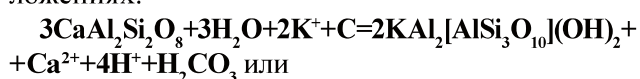
Таким образом, при прохождении рудно-солевого раствора (флюида) через тектонически подготовленную углисто-глинистую матрицу (рис. 5, А) формируются минеральные ассоциации, отвечающие соответствующим стадиям минералообразования единого этапа рудогенеза:

1. Начальная колчеданная низкопродуктивная стадия представлена парагенезисом пирротин (pyr)–пирит (py)–халькопирит (hpy), характеризуется достаточно высокой температурой и первичным перераспределением низких (непромышленных) содержаний золота. Образование данной минеральной ассоциации отвечает, по мнению авторов, реакции (см. рис. 5, Б):



Пирит_{осад} + раствор = Пирротин (I) + Пирит (I) + Халькопирит (I) + Арсин.

Реакция трансформации рудной нагрузки первичной матрицы кислотная. Полученная минеральная ассоциация перенасыщена серой, что подчёркивается образованием пирротина, а в остаточной подвижной фазе (раствор–флюид) происходит значительное обогащение мышьяком в виде чрезвычайно летучего компонента. Данная реакция протекала на фоне образования серицита по высокоглинозёмистым фазам углисто-глинистой матрицы, например, основного плагиоклаза, обломки которого, по наблюдениям авторов, в изобилии содержатся в углисто-глинистых отложениях:

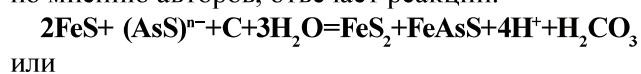


An + водный p-p + UV = Mu (серицит) + p-p + углекислота.

Таким образом, на данной стадии трансформация сульфидной составляющей происходит на фоне березитизации с обязательным участием углеродистого вещества.

2. Высокопродуктивная рудная стадия. В ходе данной стадии рудогенеза формируются зоны сульфидизации пирит-арсенопиритового состава с возникновением рудных столбов с высокими концентрациями золота. В стадии по минеральным ассоциациям выделяются две подстадии.

Пирит-арсенопиритовая подстадия, отвечающая умеренным температурам, представлена парагенезисом *арсенопирит (apy)–пирит (py)–золото (Au)*. Наблюдается перераспределение серы за счёт развития арсенопирита и пирита по пирротину. Сульфидные скопления в результате приобретают коррозионную текстуру (см. рис. 5, В). Арсенопирит формирует оторочки удлинённых кристаллов, сросшихся по призме (см. рис. 5, Г). Скопления мелких плохооформленных кристаллов пирита занимают внешний контур реакционных оторочек пирротина. В целом процесс, по мнению авторов, отвечает реакции:



Пирротин (I) + p-p + UV = Пирит (II) + Арсенопирит (II) + углекислота.

Данная реакция щелочная, в отличие от условный рудогенеза, происходящего на предыдущей стадии, протекает с уменьшением объёма твёрдых фаз ($\Delta V = -65,117 \text{ см}^3/\text{моль}$), что во многом объясняет коррозионную текстуру пирротина. Решающую роль в осаждении золота на данной подстадии, по-видимому, определяет именно инверсионный режим рудогенеза. Данный процесс, по мнению авторов, протекает на фоне растворения ильменита (см. рис. 5, Е) и образования карбонатов сидерит-анкеритового ряда (см. рис. 4, В):

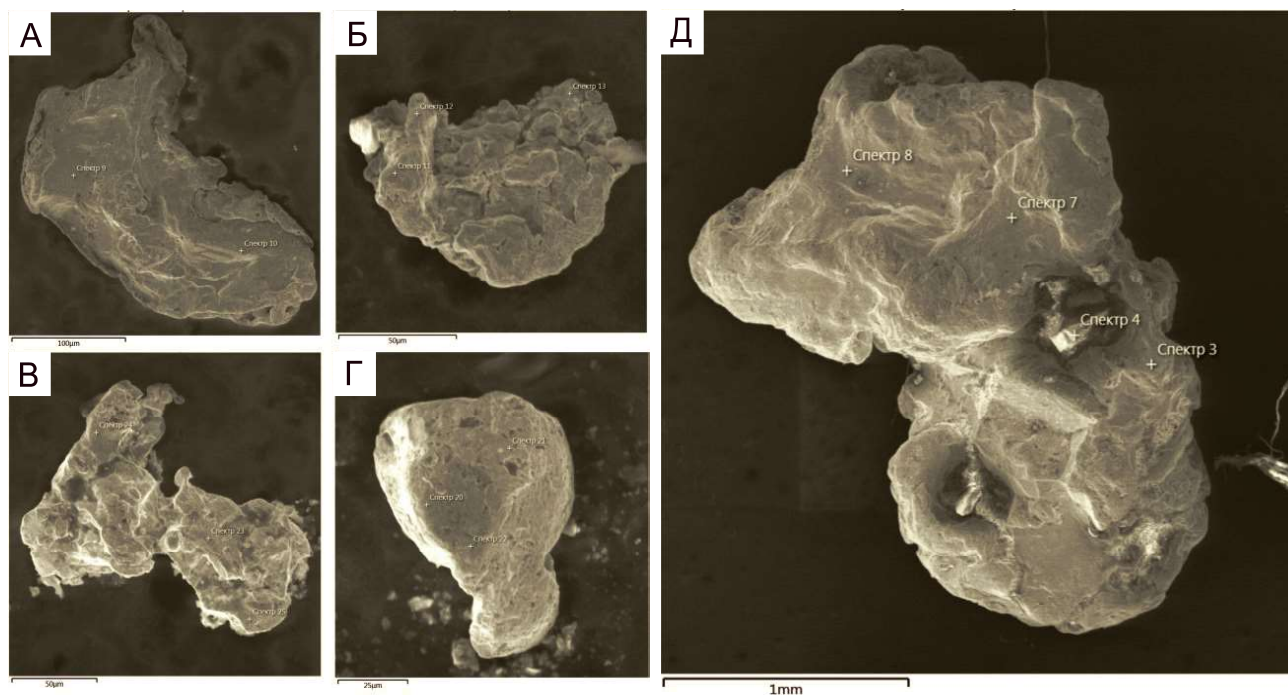
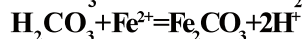
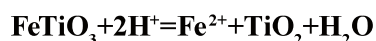
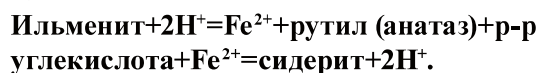


Рис. 6. Самородное золото месторождения Ветренское:

А–Г – микрофотографии выделений золота в отражённых электронах из рудных тел первого типа (тело № 7, аналитик Е.В.Ковальчук, ИГЕМ РАН); Д – микрофотография золота в отражённых электронах из рудного тела второго типа со слепок кристалла пирита и компромиссными гранями (северо-восточный фланг месторождения, аналитик Е.В.Ковальчук, ИГЕМ РАН)



или

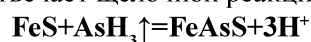


Следует отметить, что реакции, по-видимому, протекают одновременно, при этом реакция разложения ильменита нейтрализует реакцию осаждения сидерита, в результате чего они не оказывают влияния на щелочной ход реакции образования пирит-арсенопиритовой минеральной ассоциации.

Известно, что на Ветренском месторождении рудные тела залегают в зоне развития рутила и лейкоксена (в количестве от долей процента до 7%) [5], а в шлифах фиксируются скопления железистых карбонатов ряда сидерит–анкерит.

Сульфоарсенидная подстадия представлена золото-арсенопиритовой минеральной ассоциацией, где арсенопирит представлен крупными псевдоромбическими кристаллами (размер 0,2–0,4 мм) с незначительными количествами тетрадимита $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$, гессита Ag_2Te , петцита Ag_3AuTe_2 . Процесс

образования данной минеральной ассоциации отвечает щелочной реакции (см. рис. 5, Д, Е):



или



Таким образом, как видно из реакции, щелочной ход рудогенеза сохраняется, что подтверждает обоснованность отнесения двух подстадий в единую стадию. Следует отметить, что процесс растворения ильменита и образование железистого карбоната являются характерными в целом для высокопродуктивной рудной стадии и являются, скорее всего, её отличительным признаком. При этом наличие сульфоселей и присутствие таблитчатого альбита в минеральной ассоциации свидетельствует о закономерном снижении температуры и является минералогическим маркером её завершения.

3. Низкопродуктивная жильно-прожилковая стадия. На данной стадии происходит формирование прожилковых и жильно-прожилковых зон. Жильные образования, как правило, локализованы во внешнем контуре месторождения в отложениях верхнего триаса и слабозолотоносны.

В минеральной ассоциации данной стадии присутствуют золото и кварц, в подчинённом значении единичные выделения идиоморфного пирита (см. рис. 5, Ж) и незначительное количество кальцита. Причём последний является наиболее поздним минералом, завершающим рудогенез, его образование описывается следующими реакциями:



Из реакций следует, что наблюдается изменение типа диссоциации угольной кислоты, в отличие от условий кристаллизации железистых карбонатов. Это, по-видимому, вызвано снижением температуры системы. Общий тренд реакций, описывающих кристаллизацию кальцита, имеет щелочную направленность, в результате чего местами наблюдается растворение кварца (см. рис. 5, З), гранзит и его последующее переотложение в виде халцедоновидных разновидностей.

Как уже отмечалось, в Ветренском месторождении выделяются два структурно-морфологических типа золоторудной минерализации: 1) промышленно золотоносные кварцево-жильные образования (линзы, жилы, желваки и тела неправильной формы), приуроченные к Центральной зоне смятия в породах юры, и 2) слабозолотоносные жильно-прожилковые тела, зоны, развитые за внешним контуром месторождения в породах триаса. Для каждого типа характерен набор типоморфных признаков золота.

Первый тип золоторудной минерализации характеризуется высокими содержаниями золота (в среднем по месторождению в руде 11,6 г/т, в отдельных блоках до 30 г/т, в пробах до 700 г/т); наиболее продуктивными являются висячие контакты кварцевых блоков с сильно углефицированными терригенными породами. Золото светло-жёлтое, тонкое – размером от 0,05 до 0,15 мм; пробность 720–870‰; всегда присутствует 12–15% изоморфной примеси серебра; фиксируются микропримеси теллура, мышьяка и ртути; морфология выделений пластинчатая, как правило с послонным ростом, комковидная, губчатая, редко плохооформленные кристаллические формы (рис. 6, А–Г); золотины насыщены микровключениями кварца, реже альбита.

Второй тип золоторудной минерализации характеризуется содержаниями золота от следов до первых граммов на тонну. Наиболее золотоносными частями являются пересечения прожилкования с более крупными жилами лестничного типа. Золото светло-ярко-жёлтое, размерность

от 0,5 до 2 мм; пробность 910–95‰; присутствует 5–8% изоморфной примеси серебра; морфология выделений (см. рис. 6): пластинчатая, комковидная, дендритовидная, сростки плохо оформленных кристаллов формы; на золотилах часто фиксируются слепки кристаллов пирита и развитие компромиссных граней.

Таким образом, типоморфные признаки золота из разных типов рудных тел месторождения Ветренское отражают условия рудоотложения. Для золота из рудных тел первого типа насыщенность включениями, морфология выделений и их размерность, а также наличие в золоте микропримесей теллура, мышьяка и ртути свидетельствуют о его гидротермально-метасоматическом генезисе. Крупные высокопробные выделения золота из рудных тел второго типа имеют гидротермальное происхождение.

Представленная геолого-генетическая модель предполагает, что золотое оруденение сформировалось за счёт разгрузки раствора-флюида магматического происхождения в тектонически подготовленной углисто-глинистой матрице. Ведущая роль как основного рудогенерирующего и рудоматеринского источника принадлежит массивам гранитоидов, таковым, по мнению авторов, для Ветренского месторождения является нескрытый выступ Право-Обинского гранитного массива, фиксирующийся в геофизических полях северо-восточнее месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гамянин Г. Н., Горячев Н. А., Бахарев А. Г. и др.* Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – 196 с.
2. *Геологическая карта и Карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона масштаба 1:500 000: карты, объяснительная записка в 4-х кн. / Отв. исп. Н. Г. Маннафов, ред. Г. М. Сосунов.* – Магадан: Комитет природных ресурсов по Магаданской области, ГП «Магадан-геология», 1999.
3. *Горячев Н. А.* Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – 143 с.
4. *Журавлёв В. Г., Володин Д. В., Володина Т. П.* Геологический отчёт с подсчётом запасов по Ветренскому

- золоторудному месторождению, ТКГЭ СВТГУ. Тома I–IV. – Усть-Омчуг, 1972.
5. Калинин А. И., Панычев И. А. Геологическое строение и минералогия Ветренского золоторудного месторождения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 21. – Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1974. – С. 142–147.
 6. Михайлов Б. К., Прусс Ю. В., Волков С. В., Стружков С. Ф. Крупнообъёмные золоторудные месторождения Центральной Колымы – объекты XXI века // Золотодобывающая промышленность России. Проблемы и перспективы. – М., 2001. – С. 23–28.
 7. Персигов Э. С. Вязкость магматических расплавов. – М.: Наука, 1984. – 160 с.
 8. ТЭО постоянных разведочных кондиций месторождения Ветренское, ОАО «Сусуманзолото». – Магадан, 2010.
 9. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. – М.: Изд-во иностранной литературы, 1962.
 10. Фридовский В. Ю., Полуфунтикова Л. И., Кудрин М. В. Золоторудные месторождения центральной части Яно-Колымского металлогенического пояса: геология, геохронология, условия формирования // Материалы IX Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов» (17–19 апреля 2019 г.). – М.: ФГБУ «ЦНИГРИ», 2019. – С. 145–146.
 11. Morse S. A. Alkali Feldspar–Water at 5 kb // Carnegie Institution of Washington. Year Book 67. 1967–1968. – P. 120–126.
 12. Yoder H. S. Albite–Anorthite–Quartz–Water at 5 kb // Carnegie Institution of Washington. Year Book 66. 1966–1967. – P. 477–478.

REFERENCES

1. *Gamyarin G. N., Goryachev N. A., Bakharev A. G. et al.* Usloviya zarozhdeniya i evolyutsii granitoidnykh zoloto-rudno-magmaticheskikh sistem v mezozoidakh Severo-Vostoka Azii [Conditions of origin and evolution of granitoid gold-magmatic systems in mesozoics of North-East Asia]. Magadan, SVKNII DVO RAN Publ. 2003. 196 p.
2. *Geologicheskaya karta i Karta poleznykh iskopayemykh Okhotsko-Kolymskogo regiona masshtaba 1:500 000: karty, ob'yasnitel'naya zapiska v 4-kh kn* [Geological map and mineral Map of the Okhotsk-Kolyma region scale 1: 500 000: maps, explanatory note in 4 books] Responsible executor N. G. Mannafov, editor G. M. Sosunov. Magadan, Komitet prirodnnykh resursov po Magadanskoj oblasti, GP «Magadan-geologiya» Publ. 1999.
3. *Goryachev N. A.* Proiskhozhdenie zoloto-kvartsevykh zhil'nykh pojasov Severnoi Patsifiki [Origin of the gold-quartz vein belts of Northern Pacifica]. Magadan, SVKNII DVO RAN Publ. 2003. 143 p.
4. *Zhuravlev V. G., Volodin D. V., Volodina T. P.* Geologicheskii otchet s podschetom zasposov po Vetrenskomu zolotorudnomu mestorozhdeniyu [Geological report with calculation of reserves for the Vetrensky gold Deposit]. TKGE SVTGU Publ. Vol. I–IV. Ust'-Omchug. 1972.
5. *Kalinin A. I., Panychev I. A.* Geologicheskoe stroenie i mineralogiya Vetrenskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya [Geological structure and Mineralogy of the Vetrensky gold Deposit]. Mat-ly po geologii i poleznym iskopayemym Severo-Vostoka SSSR. Issue 21. Magadan. Magadanskoe knizhnoe Publ. 1974. P. 142–147.
6. *Mikhailov B. K., Pruss Yu. V., Volkov S. V., Struzhkov S. F.* Krupnoob'emnye zolotorudnye mestorozhdeniya Tsentral'noi Kolymy – ob'ekty XXI veka [Large-volume gold deposits of Central Kolyma-objects of the XXI century]. Zolotodobyvayushchaya promyshlennost' Rossii. Problemy i perspektivy. Moscow. 2001. P. 23–28.
7. *Persikov E. S.* Vyazkost' magmaticheskikh rasplavov [Viscosity of magmatic melts]. Moscow, Nauka Publ. 1984. 160 p.
8. *TEO postoyannykh razvedochnykh konditsii mestorozhdeniya Vetrenskoe* [Feasibility study of permanent exploration conditions of the Vetrenskoye field]. OAO «Susumanzoloto» Publ., Magadan. 2010.
9. *Ramdor P.* Rudnye mineraly i ikh srastaniya [The ore minerals and their intergrowths]. Moscow, Izdvo inostrannoi literatury Publ. 1962.
10. *Fridovskii V. Yu., Polufuntikova L. I., Kudrin M. V.* Zolotorudnye mestorozhdeniya tsentral'noi chasti Yano-Kolymskogo metallogenicheskogo poiyasa: geologiya, geokhronologiya, usloviya formirovaniya [Gold deposits in the Central part of the Yano-Kolyma metallogenic belt: Geology, geochronology, formation conditions]. Materialy IX Mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferentsii «Nauchno-metodicheskie osnovy prognoza, poiskov, otsenki mestorozhdenii almazov, blagorodnykh i tsvetnykh metallov» (17–19 aprelya 2019 g.). Moscow, FGBU «TsNIGRI» Publ. 2019. P. 145–146.
11. *Morse S. A.* Alkali Feldspar–Water at 5 kb // Carnegie Institution of Washington. Year Book 67. 1967–1968. P. 120–126.
12. *Yoder H. S.* Albite–Anorthite–Quartz–Water at 5 kb. Carnegie Institution of Washington. Year Bookee 66. 1966–1967. P. 477–478.