

УДК 553.411

**Золоторудная металлогения  
Енисейского кряжа:  
геолого-структурная позиция,  
структурные типы рудных полей**

**А.М. Сазонов<sup>а\*</sup>, А.А. Ананьев<sup>б</sup>, Т.В. Полева<sup>а</sup>,  
А.Н. Хохлов<sup>в</sup>, В.С. Власов<sup>а</sup>, Е.А. Звягина<sup>а</sup>,  
А.В. Федорова<sup>а</sup>, П.А. Тишин<sup>г</sup>, С.И. Леонтьев<sup>а</sup>**

<sup>а</sup> Сибирский федеральный университет,  
Россия 660041, Красноярск, пр. Свободный, 79;

<sup>б</sup> Национальный исследовательский  
Томский политехнический университет,  
Россия 634050, Томск, ул. Ленина, 30;

<sup>в</sup> ФГУП «Геолэкспертиза»,  
Россия 660049, Красноярск, ул. Карла Маркса, 62,

<sup>г</sup> Томский государственный университет,  
Россия 634050, Томск, ул. Ленина, 36<sup>1</sup>

Received 3.12.2010, received in revised form 10.12.2010, accepted 17.12.2010

*В статье рассмотрено геологическое положение и генезис золоторудных месторождений Енисейского кряжа – одной из богатейших золотоносных провинций мира. На основании статистического анализа выявлена преобладающая приуроченность золотоносных объектов к кординской и удерейской свитам рифея. Месторождения распространены в зонах смятия и приразломного метаморфизма в области флексурного перегиба рифейских толщ интродуцированных массивами гранитоидов. Рудоносные гидротермы генетически связаны с зонами ультраметаморфизма и гранитообразования. Главными типами структур рудных полей являются зоны смятия: в S-образных дизъюнктивах на крыльях линейных антиклиналей, осложняющих крылья компенсационных синклиналей в контактах с гранитоидами; в контактовой области (несогласия) нижнепротерозойских и рифейских толщ; в троговых бассейнах осадконакопления. Особое место в золотоносных проявлениях Енисейского кряжа занимают нефелиновые интрузии. Их промышленное значение требует изучения. Возраст золотого оруденения Енисейского кряжа соответствует интервалу 847-605 млн лет. Возможно, в некоторых месторождениях проявлялась стадия перераспределения золоторудной минерализации в девонское время (364-368 млн лет).*

*Ключевые слова: Енисейский кряж, металлогения, золоторудные месторождения, ультраметаморфизм, гранитогенез, метаморфические толщи, рифей, нижний протерозой, абсолютный возраст.*

\* Corresponding author E-mail address: sazonov\_am@mail.ru

<sup>1</sup> © Siberian Federal University. All rights reserved

## Введение

В металлогеническом отношении на востоке Енисейского кряжа ведущее место принадлежит золоту, подчиненное значение имеют олово, сурьма, редкие металлы. Геохимическую связь с золотом имеют мышьяк, полиметаллы, иногда ртуть, сурьма, висмут и вольфрам. Металлогенический золоторудный комплекс сформировался в верхнепротерозойское время в связи с мощным проявлением гранитообразования. К настоящему времени накоплен геологический материал, обобщение которого будет способствовать развитию общей теории золоторудного процесса и практики поисково-оценочных работ.

## Геологическое строение

Енисейский кряж состоит из двух геолого-структурных элементов: Ангаро-Канского выступа архея и нижнего протерозоя на юге в междуречье Кана и Ангары и Заангарского складчатого сооружения байкальского возраста на севере, от низовьев р. Ангары до устья р. Подкаменной Тунгуски. Граница между ними совпадает с долиной р. Ангары, приуроченной к зоне длительно развивавшегося субширотного разлома.

Складчатое сооружение байкальского возраста состоит из сжатых антиклинориев и более широких синклинориев. Центральная часть складчатой области осложнена куполовидным поднятием, где обнажаются древнейшие для территории нижнепротерозойские толщи тейской серии (свита хр. Карпинского). Они представлены гнейсами, амфиболитами, кварцитами, мраморами и кальцифирами. Эти отложения подвергнуты складчатости и прорваны гранитоидами с возрастом 2,15 млрд лет. Верхняя часть нижнего протерозоя (пенченгинская свита), в виде пачек кварцитов, высокоглиноземистых сланцев, мраморов и метабазитов, относится к протоплатформенному чехлу.

На территории заангарской части Енисейского кряжа в период раннего, среднего и низов позднего рифея формируются две терригенно-карбонатные серии миогеосинклинального типа, суммарной мощностью 10-12 км. В нижней части своей они сложены терригенными и глинистыми отложениями сухопитской, а в верхней – карбонатными и терригенно-карбонатными тунгусикской серии, в результате чего весь разрез приобретает ритмичное строение. Почти все протерозойские отложения формируются в мелководной обстановке, в них распространены трещины усыхания, косая слоистость, волноприбойные знаки, строматолиты и т.д. Процессы континентального выветривания проявились на шести рубежах с примерными возрастными рубежами в млн лет: 1660-1550, 1200, 900-1000, 800-850, 680-700, 600, зафиксированные переотложением кор химического выветривания при формировании позднепротерозойских и вендских толщ. Серии разделены перерывом и внедрением гранитоидов (1-1,1 млрд лет). Формирование верхней, более карбонатной серии завершилось складчатостью, орогенезом, метаморфизмом и внедрением гранитных батолитов байкальской эпохи диастрофизма. В настоящее время территория заангарской части кряжа примерно на 70 % сложена этими осадочными сериями. Верхнерифейские и вендские флишеидные и молассовые отложения орогенного этапа байкалид сохранились в грабенах на севере и юго-востоке территории. Палеозойские отложения, трансгрессивно залегающие на байкальском складчатом основании, сохранились фрагментарно в грабенах и впадинах.

### Золотоносность и взгляды на ее происхождение

Горно-промышленную известность Енисейский кряж получил в 30–40 гг. XIX столетия, когда были открыты и начали разрабатываться многочисленные и богатейшие россыпи золота по рекам Енашимо, Вангаш, Удерей и их притокам. Уже в то время при разработке россыпей в долинах рек вскрывались коренные золотоносные образования в виде сульфидизированных кварцевых жил и сланцев. Попытки извлечения золота из коренных руд в первые 50 лет золотодобычи в регионе были неудачными ввиду экономической нерентабельности производства при существующих в то время технологиях извлечения золота, основанных, главным образом, на гравитации и амальгамации. Тем не менее, в дореволюционный период начали работать рудники на месторождениях Авенировском (в будущем «Соврудник») – 1906 г., «Аяхта» – 1911 г., Аннинском («Пролетарка») – 1913 г., добыча золота на которых продолжалась несколько десятилетий, а «Соврудник» работает до настоящего времени, дал России с 1906 г. около 120 т металла. Коренные месторождения золота Енисейского кряжа, явившиеся источником россыпей, представляют собой золотоносные кварцевые жилы и метасоматически измененные кристаллические сланцы с сульфидной минерализацией. Некоторая часть золота связывается с конгломератами, тектоническими зонами, кварцитами и др. Основными коренными источниками золота считаются золото-кварцевые, золото-кварцево-сульфидные, золото-сульфидные месторождения, сформировавшиеся в период байкальского тектогенеза. Видимое, т.е. крупное, золото развито только в жильном кварце, причем с крайне неравномерным распределением его концентраций. Содержания благородного металла в руде более 10 г/т обычно характерны для небольших по объему участков месторождений, так называемых рудных столбов. В советский период объектами добычи служили россыпи и золотокварцевые месторождения («Эльдорадо», «Аяхта», «Пролетарка», «Александро-Агеевское», «Советское»). В постсоветское время основу золотодобывающей промышленности региона составляют золотоносные коры выветривания Олимпиадинского месторождения, благодаря разработке которых Красноярский край в последние 10 лет занимает первое место в России по производству золота. Успешно разрабатываются кварцевые жилы и сульфидизированные сланцевые метасоматиты с различной степенью окварцевания месторождений «Эльдорадо», «Васильевское» и «Советское» с содержанием золота в рудах менее 5 г/т. Доля россыпного золота в балансе производимого металла резко сократилась с советского периода и составляет первые проценты. В настоящее время в регионе заслуживают внимания золотопромышленных компаний месторождения золота с низким содержанием металла – 2–5 г/т, только при условии значительных запасов, простой морфологии рудных тел, возможности отработки карьерами и находящиеся в непосредственной близости от действующих предприятий.

Помимо экономических факторов, влияющих на развитие золотодобывающей промышленности, значительную роль в практике поисковых, разведочных и эксплуатационных работ играет степень разработанности теоретических основ рудообразования. Генезис золоторудных месторождений в метаморфических толщах остается до настоящего времени дискуссионной проблемой. Необходимость исследования условий образования и локализации руд таких гигантов, как месторождения «Олимпиадинское» и «Благодатное», концентрирующих около 60 % учтенных запасов по Енисейской золотоносной провинции, разработки теоретических основ прогноза месторождений и практических рекомендаций по направлению поисков диктуется

большой вероятностью наличия невыявленных пока крупнообъемных объектов золотодобычи в практически непрерывной 250-километровой полосе золотопроявлений от рудопроявления Золотой Бугорок на севере до рудопроявлений участка Попутного на юге.

Золотоносность региона наиболее плодотворно изучалась Л.А. Ячевским, А.К. Мейстером, Б.Л. Степановым, И.А. Молчановым, Н.Н. Горностаевым, Т.М. Дембо, П.С. Бернштейном, Н.В. Петровской, геологами Красноярского геологического управления, производственного объединения «Енисейзолото» и проанализирована в работах В.Г. Петрова (1976), Л.В. Ли (Бровков и др., 1985) и в последнее время появившихся многочисленных обобщениях под редакцией С.С. Сердюка (2010).

В.Г. Петров (1976), длительное время изучавший геологию и рудоносность Енисейского кряжа, считает возможным накопление в отдельных слоях первично-осадочных толщ докембрия кластогенного и хемогенно-сорбционного золота. Он полагает, существенные рудные концентрации могут формироваться на стадиях диагенеза и метагенеза, особенно в период складкообразования.

Другого мнения о происхождении золотого оруденения в Енисейском кряже придерживаются А.К. Мейстер, В.А. Обручев, Т.М. Дембо, Н.В. Петровская, Л.В. Ли, И.В. Кучеренко, А.Ф. Коробейников, которые стоят на позиции магматогенно-гидротермальной гипотезы. Оруденение в регионе они связывают с гранитоидным либо с основным магматизмом. Магматогенно-гидротермальные гипотезы рудообразования в последнее время развиваются и совершенствуются по мере накопления геологического материала.

В.А. Буряк (1982), изучавший месторождение «Сухой Лог» и пропагандирующий его метаморфогенный генезис, склонен считать, что образование золоторудных месторождений Енисейского кряжа связано с региональным метаморфизмом, в результате которого осуществлялся вынос золота из зон высокотемпературных фаций и аккумуляция его концентраций в пределах зеленосланцевой фации.

В настоящей работе рассматриваются представления авторов о закономерностях размещения золоторудных объектов в осадочно-метаморфических толщах рифея, насыщенных гранитоидами, о рудомещающих структурах и возрасте оруденения, сформировавшиеся в процессе тематических и поисковых работ.

### **Стратиграфический контроль оруденения**

Месторождения и большая часть рудопроявлений располагаются восточнее гранитоидных выходов, главным образом, во фронтальной зоне их распространения (около 80 %). Лишь 22 рудопроявления из 117 учтенных в расчете локализируются в пределах западной (Приенисейской) ветви гранитоидного магматизма (рис. 1). Причем заметна повышенная концентрация месторождений и рудопроявлений золота в восточном крыле Центрального антиклинория (59 против 31 в западном).

В поле развития свиты хр. Карпинского, вскрывающейся в осевой зоне Приенисейского и Центрального антиклинориев, золотые проявления не зафиксированы. Пенченгинская свита характеризуется слабой золотоносностью, учтенных прогнозных ресурсов и запасов в пересчете на  $C_1$  2,9 т, что составляет всего 0,2 % от общего баланса золота. При расчетах нами взяты следующие принятые в практике соотношения запасов и ресурсов:  $C_1:C_2:P_1:P_2 = 1:0,5:0,25:0,12$ .

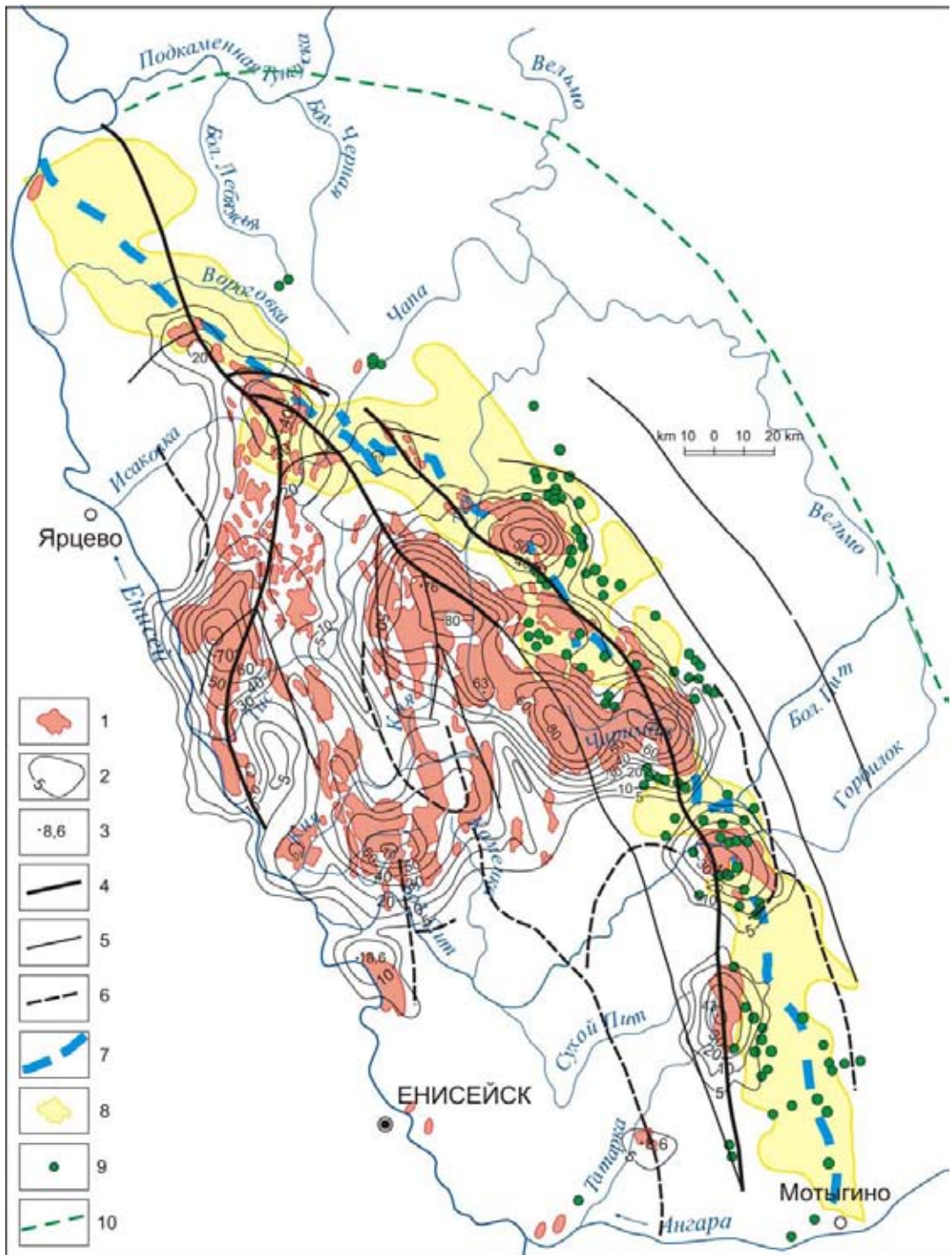


Рис. 1. Распределение золотоносных объектов в Енисейском крае: 1 – гранитные тела; 2 – изолинии  $K_j$  и их подписи; 3 – точки с наибольшими значениями  $K_j$ ; 4 – оси антиклиналей отложений тейской серии; 5 – оси антиклиналей отложений сухопитской серии (главным образом, кординской свиты); 6 – оси антиклиналей отложений тунгусикской серии; 7 – ось Ишимбинской зоны разломов; 8 – область динамического влияния Ишимбинского разлома; 9 – рудопроявления и месторождения золота; 10 – северная и северо-восточная границы Енисейского края

Мелкие проявления золотосодержащих руд приурочены к кровле свиты. Главные объекты в свите – золотосодержащие коры выветривания месторождений «Самсон» и «Озерное» на западном фланге месторождения «Герфед», оперяющие жилы кварцитов зоны Магистральной и золотоносные сульфидизированные ортоамфиболиты пенченгинской свиты. В расчет взяты запасы по жиле «Буровая», участка в верховьях р. Индыглы, рудных тел рудопроявлений Митрофановского и Таловско-Подголецной группы.

Основная часть золотоносных очагов располагается в полях развития нижней части сухопитской серии, где по объему запасов и ресурсов металла ведущее место в золотоносности осадочного разреза принадлежит кординской свите (73,4 % запасов металла, приведенных к категории  $C_1$ ).

Обобщенный разрез кординской свиты в пределах золотоносной полосы представлен следующими осадочно-метаморфическими подразделениями: кварциты (метапесчаники) с линзами метаморфизованных гравелитов и конгломератов, преимущественно кварц-полевошпатового состава с глинистым цементом; метаалевролиты калиевые, глиноземистые с мощными горизонтами граувакковых дресвяников и гравелитов. Обломочный материал этих псефитов – выветрелая в разной степени дресва глинисто-терригенных пород из состава продуктов химической коры выветривания (рис. 2, 3). Цемент – переотложенный материал коры выветривания, алевроито-пелитовой размерности, калишпат-кварц-иллитового состава. Выше по разрезу развиты мелкозернистые песчаники и алевролиты полевошпат-кварцевого состава с глинистым цементом. Иногда в них встречаются линзы кварц-полевошпатовых гравелитов. В Южно-Енисейском (Партизанском) золоторудном районе кординская свита залегает с небольшим угловым несогласием на метабазах и хлорит-кварцевых сланцах пенченгинской свиты нижнего протерозоя. Здесь ее литологический состав отличается от привычного петросостава северной части золотоносной полосы. В ее основании – кварциты зоны Магистральной месторождений Герфед-Николаевской группы. Мощность кварцитов (существенно кварцевых метапесчаников) достигает 30 м. В их составе Ф.П. Кренделев отмечал линзы кварцевых конгломератов.

При описании шлифов мы неоднократно отмечали в кварцитах реликтовые псаммитовые структуры с регенерационным цементом. Выше по разрезу развита 200-метровая пачка темно-серых углеродистых метапелитовых хлорит-серицитовых сланцев. Завершают разрез толщи переслаивающиеся пачки метапесчаников, метаалевролитов и метапелитов (мощностью около 740 м), обычно содержащих углистое вещество.

Породы свиты в золотоносной полосе метаморфизованы в интервале зон хлорита – биотита – граната – ставролита – кианита регионального метаморфизма. В контактовых ореолах интрузий породы свиты повторно подвергаются метаморфизму в условиях зон биотита – кордиерита – андалузита – силлиманита.

Кординская свита занимает граничное положение среди крупных осадочных подразделений протерозоя, слагает основание сухопитской серии рифея, образована терригенным крупно- и среднеобломочным материалом, являющимся продуктом зрелой коры химического выветривания. Подобные рубежи в формировании осадочных толщ знаменуются перестройкой тектонического развития территорий, характеризуются мощными импульсами магматической деятельности и обычно продуктивны на образование месторождений полезных ископаемых. В

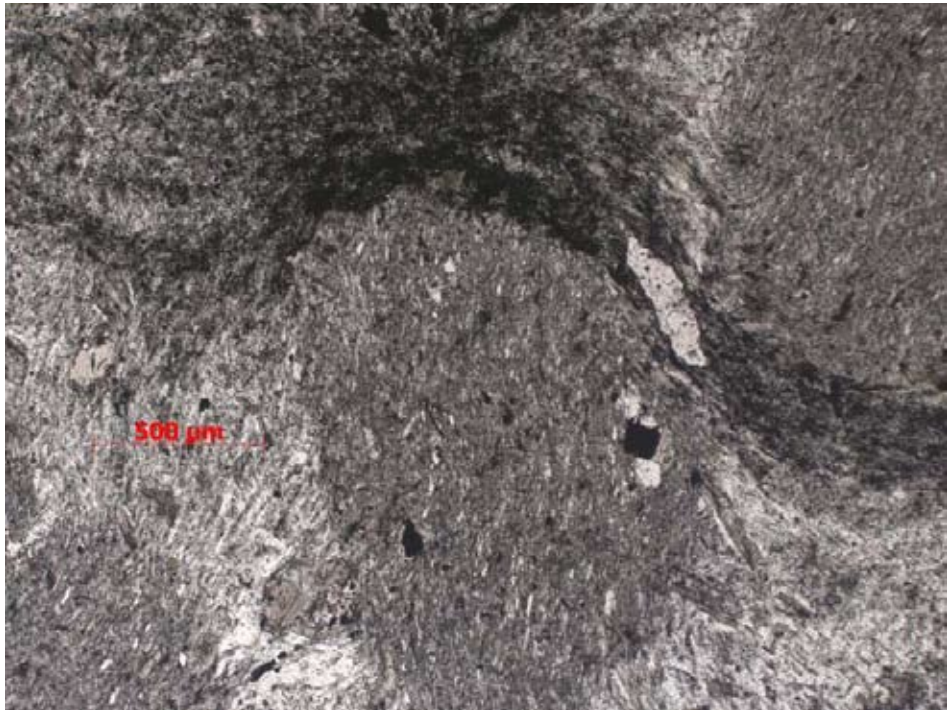


Рис. 2. Метагравелит кординской свиты. Обломки представлены слабометаморфизованным алевролитом. Фотография породы в шлифе без анализатора. Панимбинское месторождение, участок Михайловский, скважина 12, глубина 176 м



Рис. 3. Метагравелит кординской свиты. Обломки представлены спутанно-лепидобластическим агрегатом мусковита, образовавшегося при метаморфизме обломков кварц-иллитового состава химической коры выветривания (белое пятно). Цемент метаалевролит-гранат-биотит-кварцевого состава. Фото прозрачного шлифа без анализатора. Месторождение «Благодатное», поверхность

нашем случае, несмотря на превалирующие представления о гидротермально-магматогенной природе оруденения и геолого-структурного положения отложений свиты, находящейся в зоне температурного влияния гранитоидов и гидротермальных растворов, поступающих из зон ультраметаморфизма и очагов гранитизации, остается очевидным факт преобладающе высокой золоторудной продуктивности кординской свиты, указывающий на причинную связь осадочного и золоторудного процессов.

На долю свиты приходится 1025 т учтенных запасов золота, пересчитанных на категорию  $C_1$ . Основные запасы свиты сконцентрированы в Олимпиадинском рудном узле – месторождения «Олимпиада», «Благодатное», «Титимухта», «Тырада», «Олень». В настоящее время проводятся оценочные работы в Панимбинском рудном узле (участки Тавлик, Михайловский, руч. Золотого, Правобережный). В центральной части золотоносной полосы заслуживают внимания проявления Аяхтинского рудного узла – участки Базисный, Южная и Северная зоны, руч. Красавица (Мкртычян и др., 2010)

Выше по разрезу сухопитской серии на преимущественно терригенных отложениях кординской свиты последовательно и согласно налегают глинистые, алеврито-глинистые толщи горбилкокской и удерейской свит. Обычно свиты легко различимы по цвету, несмотря на близкий минеральный и химический состав. Отложения горбилкокской свиты имеют зеленый или серо-зеленый цвет, а удерейские – темно-серый, за счет примеси углистого вещества. Породы свит представлены низкотемпературными хлорит-серицитовыми сланцами и филлитами.

В пределах горбилкокской свиты развиты месторождения с учтенными запасами категории  $C_1$  – 96,36 т, или 6,9 % от общего баланса. Наиболее значимыми объектами здесь являются месторождения Перевальнинской группы («Эльдорадо», «Первенец», «Ударный»), «Доброе» на севере региона и месторождение «Васильевское» с сателлитами на юге.

Второй по насыщенности золоторудными месторождениями после кординской свиты считается удерейская свита. На ее долю приходится 271,97 т учтенных запасов категории  $C_1$ , в том числе и извлеченного металла в процессе отработки месторождений, что составляет 19,5 % от общего баланса золота в месторождениях региона. Крупные золоторудные объекты этого стратиграфического уровня – месторождения «Советское», «Ведугинское» и «Боголюбовское» с сателлитами, на долю которых приходится более половины запасов золота удерейской свиты.

Какой-либо закономерности в распределении золотоносных очагов внутри толщ не отмечается; лишь в пенченгинской свите наблюдается приуроченность их к кровле толщ.

Вышележащие толщи сухопитской (погоруйская и сосновская свиты) и тунгусикской серий рифея, вендские и нижнекембрийские отложения содержат единичные точки минерализации, их экономическая золотоносность не изучалась.

### **Гранитоиды и оценка связи золотооруденения с гранитогенезом**

Магматические породы в заангарской части Енисейского кряжа представлены от ультрамафитов до кислых, включая их щелочные разности. Преобладающим развитием пользуются разновозрастные гранитоиды, занимающие около 10 % территории, на долю других пород приходится около 0,1 % площади. При этом верхнепротерозойские гранитоиды преобладают, по геологическим и изотопно-геохимическим данным среди них выделяют пять разновозрастных комплексов. Наибольшая плотность гранитных тел характерна для 120-километрового попе-



речного поднятия в средней части складчатого сооружения. От центрального гранитоидного ядра Енисейского кряжа по простиранию складчатой структуры отходят две гранитоидные ветви – на западе в северном, а на востоке в южном направлениях. В целом, гранитоидные тела трассируют осевые зоны антиклинориев. Крупные тела (19 массивов) площадью свыше 50 кв. км занимают около 75 % гранитоидных выходов. Интрузии площадью до 10 кв. км составляют около 70 % от общего количества, но занимают площадь около 3 % гранитоидов. Массивы гранитоидов имеют вытянутую в северо-западном направлении форму. Средняя длина 12 наиболее крупных массивов равняется 45 км, при средней ширине 15 км. Вертикальный размах гранитоидных тел оценивается по гравиметрическим данным в 6-10 км, при мощности земной коры Енисейского выступа 30-32 км, а гранитного слоя около 10 км. К.А. и М.С. Савинские (1977) относят кору Енисейского выступа к субокеаническому типу.

Несмотря на многочисленные попытки выяснить различия в вещественном составе гранитоидов в зависимости от их возраста и местоположения, существенных достижений не получено – гранитоиды крупных массивов по составу исключительно однообразны. Это биотитовые, в основном порфириовидные граниты, которые в приконтактных частях сменяются меланократовыми разностями и гранито-гнейсами. Различия между составами отдельных массивов не превышают тех, которые можно выявить и в пределах одного интрузива. По минеральному составу гранитоидные тела отличаются друг от друга качественно, но не количественно. Для гранитоидов региона характерны широкие контактово-метаморфические ореолы на востоке и узкие на западе. В роговиках проявлены турмалиновые, альбитовые метасоматиты, окварцованные породы, иногда повышенные концентрации апатита, монацита и циркона, что свидетельствует о выносе из зон гранитизации *Si*, *Na*, *B*, *P* и редких элементов. Во взаимоотношениях с вмещающими породами отмечаются рвущие контакты и иногда постепенные переходы, развитие инъекционных пород и слюдитов. Тонкие жилки гранитного материала, распределенные по сланцеватости породы, окружены тонкими пластинками (мощностью от одного до нескольких сантиметров) биотитового слюдита. В случае густого распределения гранитных прожилков вмещающая толща на протяжении нескольких метров по мощности превращена в слюдит. Жилки гранита по составу и структуре схожи с порфириовидным гранитом. Порфириовые выделения микроклина даже в наиболее тонких жилках гранита занимают всю ее мощность, часто выходят в окружающую меланосому, содержат пойкилитовые включения кварца и биотита, их образование можно объяснить только кристаллизацией на месте (*in situ*).

Гранитные тела приурочены к сводам антиклиналей, в них широко развиты шлировые, небулитовые образования с отчетливой реликтовой слоистостью, гнейсовые и теневые текстуры в эндоконтактных участках массивов и среди провесов кровли в граните, порфиробластический облик, значительные вариации химического состава на общем гранитном уровне. Все это свидетельствует о большой роли ассимиляции при образовании гранитов. Формирование гранитоидных масс происходило путем магматического замещения и метасоматоза в условиях низов мезоабиссальной фации. Внедрение-всплывание гранитной магмы из этой области шло в спокойной тектонической обстановке, что способствовало образованию изометричных купольных структур с гранитными ядрами. Причем гранитные тела и спаянные с ними фрагменты отложений тейской серии представляют единые жесткие структурные формы среди повторно складчатой пластичной матрицы низов сухопитской серии. Гранитоидные купола осложни-

ли ранее сформированный линейно-складчатый ансамбль регионально метаморфизованных толщ Енисейского кряжа. В прилегающей к гранитоидам полосе отложений низов сухопитской серии, на западе и востоке от гранитных массивов, сформировались компенсационные структуры в виде грабенов (Дюбкошский, Каличиканский, Лопатинский и др.), а также синклинальных складок в экзоконтактных зонах интрузий.

Жильная фация интрузий слабо развита, за исключением «Аяхтинского клина», где в процессе эксплуатации жильных зон Аяхтинского месторождения в 1911-1943 гг. и поисково-оценочных работ 2004-2010 гг. в Кондуюкском рудном поле отмечались многочисленные жилы и желваки пегматитов, микрогранитов. Причем на месторождении «Аяхта» в подземных горных выработках с высокой степенью достоверности охарактеризованы пересечения рудных кварцевых жил микрогранитами и пегматитами.

Оценка пространственной и, возможно, генетической связи золотого оруденения с гранитоидным магматизмом выполнена на основе анализа расположения золоторудных объектов в дискретном поле показателя ареальной доли гранитоидов ( $K_j$ ). Этот показатель рассчитан на геологической карте масштабом 1 : 500 000 методом скользящего окна радиусом 2 см (10 км на местности) для точек, отстоящих друг от друга на расстоянии 2 см (10 км). В точках на карте вынесены значения  $K_j = A_j/A_0 \times 100 \%$ , где  $A_j$  – площадь гранитоидов в единичном участке (круге радиусом 2 см);  $A_0$  – площадь круга радиусом 2 см. Затем методом интерполяции проведены изолинии  $K_j$  через 10 %. В конечном счете схема ареальной доли гранитоидов может служить количественной оценкой гранитообразования на территории. Распределение золотоносных очагов по зонам ареальной доли гранитоидов наиболее показательно в восточном блоке Енисейского кряжа, наиболее продуктивной ветви, где фиксируются два пика ( $K_j = 5$  и  $K_j = 30$ ), отвечающих фронтальным зонам двух ветвей гранитоидного магматизма (посольненскому и татарско-аяхтинскому комплексам). Причем во фронтальной зоне татарско-аяхтинского комплекса восточной ветви гранитоидного магматизма региона локализуется около 50 % всех золотоносных очагов (см. рис. 1). Оценка распределения запасов категории  $C_1$  месторождений и наиболее изученных рудопроявлений в дискретном поле ареальной доли гранитоидов показала преобладающую рудоносность участков с  $K_j = 20-40 \%$  (68 % от учтенных запасов). Золотоносные объекты, удаленные от гранитоидных интрузий и расположенные в поле  $K_j = 0-10 \%$ , характеризуются общими запасами золота категории  $C_1 = 427,4$  т, что составляет 32 % от запасов, принятых в расчет.

### **Положение золоторудных месторождений в структуре регионального метаморфического комплекса**

Региональный метаморфизм верхнепротерозойских осадочных толщ золотоносного пояса проявился в период главной фазы формирования складчатой структуры. Зональность этого этапа отвечает метаморфизму типа Барроу с развитием линейных симметричных зон вкрест складчатых структур Енисейского кряжа: хлорита, биотита, граната, ставролита, кианита и силлиманита. Осевая часть антиклинория осложнена куполовидными поднятиями, в ядрах которых развиты позднескладчатые гранитоиды. Структура регионального метаморфизма типа Барроу осложняется контактово-метаморфическими зонами Бахен-Абаккума (начиная с внутренних зон): силлиманита, андалузита, кордиерита и биотита. Структурный узор распро-

странения метаморфических минеральных ассоциаций выражается в снижении степени метаморфизма от оси антиклинория к крыльям. Наиболее высокометаморфизованные породы пенченгинской и кординской свит представлены совмещенными минеральными ассоциациями зон регионального и контактового метаморфизма: силлиманита и кианита –  $\text{Гр} + \text{Би} + \text{Сил}_1 \pm \text{Сил}_2 \pm \text{Ки} \pm \text{Орт} \pm \text{Му} + \text{Кв} + \text{Пл}$ ,  $\text{Гр} + \text{Сил} + \text{Ст} + \text{Би} + \text{Му} + \text{Пл} + \text{Кв}$ ; ставролита и андалузита –  $\text{Гр} + \text{Ст} \pm \text{Анд} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв}$ ,  $\text{Ст} + \text{Хлд} + \text{Му} + \text{Хл} + \text{Кв}$ ; граната, андалузита и кордиерита –  $\text{Гр} \pm \text{Анд} + \text{Корд} \pm \text{Ст} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв}$ ,  $\text{Гр} + \text{Анд} \pm \text{Корд} + \text{Му} + \text{Пл} + \text{Кв}$ ,  $\text{Анд} + \text{Би} + \text{Хл} + \text{Кв}$ . Следующая зона в направлении уменьшения степени метаморфизма охватывает частично кординскую и горбилоскую свиты и характеризуется развитием минеральных ассоциаций:  $\text{Гр} + \text{Би} + \text{Кв}$ ,  $\text{Гр} + \text{Би} + \text{Му} \pm \text{Хл} + \text{Пл} + \text{Кв}$ . Внешняя зона метаморфизма приурочена к восточному крылу антиклинория, где по породам удерейской и погорюйской свит развиты безгранатовые парагенезисы, относящиеся к зеленосланцевой фации:  $\text{Би} + \text{Сер} + \text{Пл} + \text{Кв}$ ,  $\text{Хл} + \text{Сер} + \text{Кв}$ ,  $\text{Хл} + \text{Кв}$ .

Золоторудная минерализация тяготеет к пограничным участкам зон регионального и контактового метаморфизма. Распределение запасов металла в пересчете на категорию  $C_1$  по зонам метаморфизма территории следующее: зона зеленосланцевой фации – 27 %; зона эпидот-амфиболитовой фации – 73 %. В зоне эпидот-амфиболитовой фации формирование рудных концентраций связано с разгрузкой высокотемпературных гидротермальных растворов магматогенного (поступающих из областей гранитизации и кристаллизующихся интрузий) и метаморфогенного (отгоняющихся из зон высокотемпературного метаморфизма) происхождения на термодинамических барьерах изоград кордиерита, ставролита, андалузита и кианита. Представители месторождений этой группы – «Эльдорадо», «Первенец», «Ударный», «Олимпиадинское» и его саттелиты, Благодатное и Кондюяско-Аяхтинского рудного поля. Наиболее продуктивны области, примыкающие к изоградам ставролита и андалузита – 600 т и кианита – 222,4 т.

В поле зеленосланцевого метаморфизма выделяются зоны граната, биотита и хлорита. В этих условиях сформировались месторождения Советской рудной полосы, «Ведугинское», «Александро-Агеевское», «Пролетарка», «Герфед», «Бабушкина Гора», «Урал», «Васильевское» и «Удерейское». Здесь повышенной продуктивностью характеризуются районы, примыкающие к изограде хлорита, – 223,3 т. Участки рудоотложения занимают фронтальную область взаимодействия седиментационных поровых растворов с гидротермальными, поступающих из областей градиентного метаморфизма.

### **Ишимбинский глубинный разлом**

Ишимбинский глубинный разлом большинство исследователей Енисейского кряжа рассматривают как одну из основных рудоконтролирующих структур золотого оруденения Енисейского кряжа. В зоне динамического влияния Ишимбинского глубинного разлома (см. рис. 1) в конкретных трещинных структурах локализуются рудные зоны большинства месторождений (Советского, Александро-Агеевского, Эльдорадо, Благодатного, Олимпиадинского, Титимухтинского, Аяхта, Николаевского, Герфед, Васильевского, Удерейского, Бабушкиной Горы, Раздольнинского, Боголюбовского, Попутнинского и др).

Вместе с тем, возраст его заложения, кинематические характеристики, внутреннее строение и даже пространственное положение Ишимбинского разлома характеризуются различны-

ми авторами неоднозначно. В структурном плане южного обрамления Сибирской платформы Ишимбинский глубинный разлом является продолжением Туманшетского разлома, который в свою очередь лежит на продолжении Западно-Прибайкальского глубинного разлома (Вилор и др., 1992).

Ишимбинская зона разломов образует дугу, выгнутую на восток, и состоит из серии разломов, ориентированных под углом друг к другу. Разлом тянется на 620 км от р. Кана на юге, проходя вдоль р. Усолки до р. Ангары и далее в северо-западном направлении до устьевой части р. Подкаменной Тунгуски.

Ишимбинский разлом и зона его динамического влияния представляют собой фрагментарно проявленный магистральный разрыв, сопровождаемый дискретными деструктивными полями оперяющих дизъюнктивов. Обычно мелкие разрывы закладываются на ранней стадии формирования разломов. Они в процессе формирования глубинного разлома соединяются друг с другом, образуя на завершающей стадии стержневой крупный дизъюнктив. Ширина зоны динамического влияния Ишимбинского разлома изменяется от 6 до 40 км с пережимом протяженностью около 7 км в районе субширотной части долины р. Чиримбы. Соотношение деструктивных полей и магистрального разлома в зоне динамического влияния Ишимбинского глубинного разлома относится ко второму (магистрально-деструктивному) типу разломных зон, по мнению Р.М. Лобацкой (1991).

Зона Ишимбинского глубинного разлома отмечается отчетливым гравитационным уступом, линейным расположением локальных отрицательных и полосовидных положительных магнитных аномалий (Бровков и др., 1985).

Большая глубина заложения Ишимбинского разлома подтверждается прямыми данными глубинного сейсмического зондирования по профилям, проходящим в субширотном направлении: вдоль приустьевой части р. Ангары и в районе пос. Северо-Енисейский. Разлом разделяет блоки земной коры с перепадом мощности коры в 5 км. Падение разлома субвертикальное, с незначительным отклонением падения в северо-восточном направлении. По данным региональных сейсморазведочных работ по маршруту «Батолит», в своей северной части разлом имеет характер сброса с амплитудой смещения около 3,0 км.

Одной из характерных черт зоны Ишимбинского глубинного разлома является спорадическое развитие в его пределах вулканитов, дайковых пород, гипербазитов и гранитоидов. В частности, телами базитов и гипербазитов насыщена южная часть разлома в пределах Рыбинской рудной зоны. Здесь А.Н. Хохловым в 1992 г. закартированы семь небольших тел основного-ультраосновного состава: пироксенитов, верлитов, микрогаббро, норитов, а также дайки, штоки, силы габбро-диабазов. В грабен-синклинали р. Рыбной также развиты кварцевые альбитофиры, риолиты и их туфы. Т.Я. Корнев (1986) считает, что ассоциация толеитовых базальтоидов со спилитами, дацитами, риолитами и кварцевыми альбитофирами сформировалась за счет двух самостоятельных генераций магм: коровой – кислой и подкоровой – базальтовой. Широко развиты мелкие тела основного и ультраосновного составов в пределах Верхне-Енашиминского и Советского рудных узлов, причем, судя по геофизическим данным, количество их гораздо больше, чем это показано на геологических картах (Апанович, 1997).

В рудном поле Советского месторождения В.А. Богдановичем (Сазонов, 1998) закартированы дайки сиенит-порфиоров. На месторождении «Первенец» и «Благодатное» известны

проявления даек микрогранитов и гранит-порфиоров, а на месторождении «Бабушкина Гора» – спессартитов. Максимальное насыщение базитами и ультрабазитами характерно для северной части зоны разлома.

Линейно расположенные геохимические аномалии железа, марганца, титана, калия, урана, бария, стронция, бора, фтора, фосфора и редких земель контролируют зону Ишимбинского разлома (Зверев, 2004).

Роль Ишимбинского глубинного разлома, по нашему мнению, заключается в образовании и подновлении рудовмещающих структур, пути транспортировки флюидов из зоны гранитизации, способствующих метаморфизму в зонах смятия, образованию рудоносных минерализованных зон, комплекса метасоматических пород и руд. Он представляет собой зону тектонических нарушений (складчатых и разрывных), с распространением динамического влияния на окружающие породы до 60 км мощности. Его положение в структуре региона определяется флексурным перегибом сланцевой толщи, преимущественно сухопитской серии, в зоне восточного контакта с внедряющимися массами гранитоидов.

### **Рудоносные зоны локального динамотермального метаморфизма**

Установлено, что золоторудные поля в Енисейском кряже расположены в тектонических зонах, в которых проявлены дислокационный и локальный динамотермальный метаморфизм (рис. 4), осложняющие структуру региональной метаморфической зональности (Сазонов, 1998). Протяженность зон локального метаморфизма достигает 50 км, а мощность редко превышает 1,5 км. В прямолинейных участках рудоносные разломы фиксируются дроблением и милонитизацией пород. Зоны смятия выделяются среди окружающих пород текстурно-структурными и минералогическими особенностями пород, будучи своеобразными метаморфогенными аномалиями среди регионально метаморфизованных пород. В зонах смятия породы имеют более высокую степень рассланцевания и метаморфизма, чем окружающие сланцы. В них отчетливо проявлены вновь образованные механическая и кристаллизационная сланцеватости, и иногда сохраняется реликтовый текстурно-структурный узор. Бластезный рост минералов осуществлялся в условиях интенсивных дифференциальных подвижек, формируя в породах зон смятия пологоволнистую, линзовидную сланцеватость, мелкую складчатость, вплоть до плейчатости и структуры снежного кома.

Проявление локального динамотермального метаморфизма близко по времени региональному, но его специфика обусловлена воздействием на метаморфизируемые породы концентрированного потока глубинного флюида, поступающего из зоны гранитизации. Метаморфизм зон смятия характеризуется частой сменой термодинамических условий вкрест их простирания.

Обычно развиты 2-3 минеральные зоны. Ленты высоко метаморфизованных пород тяготеют к участкам наиболее интенсивного рассланцевания. В этих породах фиксируется повышенное содержание апатита, турмалина, ильменита и рутила. Во внешних участках зон смятия распространены менее метаморфизованные породы. В тектоно-метаморфических зонах осуществляется активная миграция летучих компонентов, являющихся переносчиками тепла, химических элементов, катализаторами и участниками химических реакций. Метаморфогенные растворы, насыщенные золотом, халькофилами, кремнием, щелочами, железом и другими элементами, мигрировали по горизонтали и вертикали в направлении участков пониженных

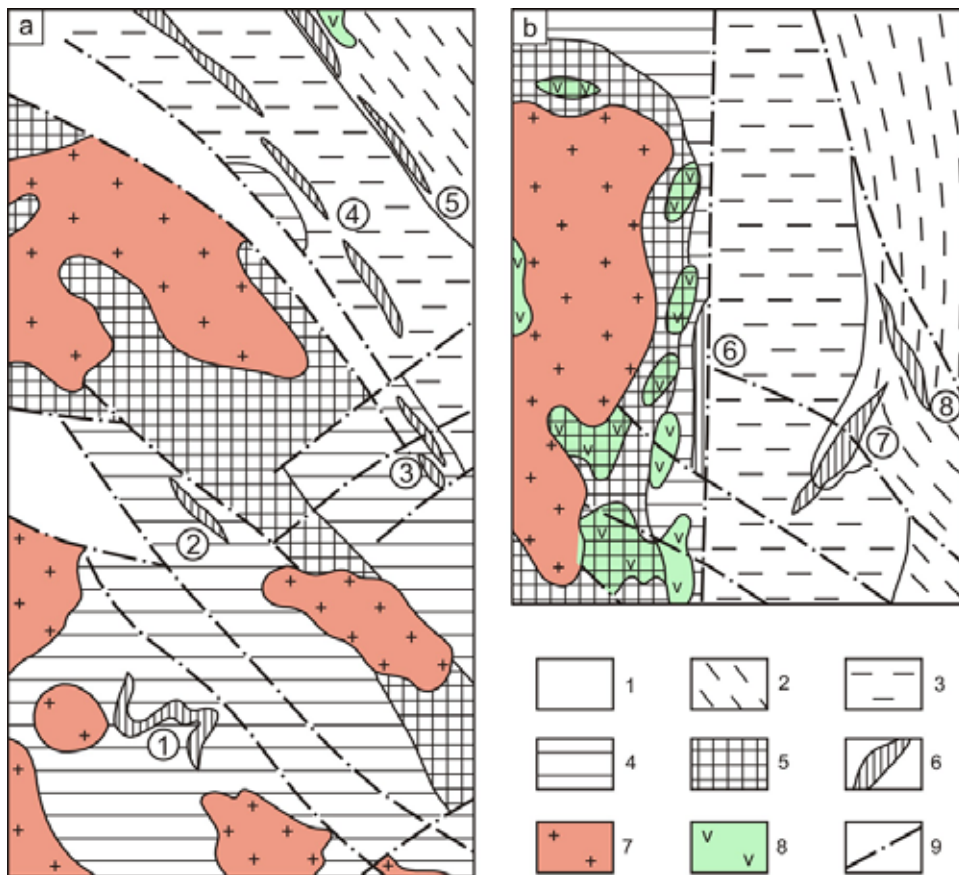


Рис. 4. Схема метаморфической зональности Северо-Енисейского (а) и Южно-Енисейского (б) рудных районов (составил А.М. Сазонов): 1 – отложения палеозойских грабенов; 2 – рифейские отложения зон ката- и метанеза; 3 – филлиты удерейской, горбилковской и кординской свит; 4 – кристаллические сланцы зоны биотита (горбилковская, кординская и пенченгинская свиты); 5 – метаморфиты эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (горбилковская, кординская и пенченгинская свиты); 6 – рудоносные зоны локального динамотермального метаморфизма (1 – Верхне-Енашиминская, 2 – Благодатнинская, 3 – Перевальнинская, 4 – Александро-Агеевская, 5 – Советская, 6 – Герфед-Николаевская, 7 – Васильевско-Удерейская, 8 – Бабгоринская); 7 – гранитоиды татарско-аяхтинского комплекса; 8 – метабазиты индыглинского комплекса; 9 – дизъюнктивы

давлений. В процессе миграции элементов химическое равновесие в породах периодически нарушалось, породы зон смятия подвергались структурно-текстурным и минералогическим преобразованиям. Ф.А. Летников с соавторами (1985) свидетельствуют, что подобные тектоно-метаморфические зоны есть рудоносные структуры, в которых проявлены активные метасоматические процессы. По их мнению, флюиды высвобождаются при диссоциации некоторых осадочных пород, диспергировании пород тектонических зон и поступают из глубинных источников.

В рассматриваемом рудном регионе особое значение тектоно-метаморфических зон заключается в развитии в них систем сближенных кварцевых жил, линз, тел причудливой формы с сульфидной и золотой минерализацией. В зонах смятия, осложняющих брахиформные складки, рудная минерализация представлена интенсивно сульфидизированными сланцами и метасоматитами. Рудные тела приурочены к зонам интенсивной расщепки и повышенного

метаморфизма пород. Тектоно-метаморфические зоны выделяются устойчивыми аномалиями золота на фоне окружающих пород регионального метаморфизма и метатенеза, что свидетельствует о привносе металла глубинными флюидами.

Глубинность теплогенерации и флюидов, приведших к локальному динамотермальному метаморфизму и оруденению в пределах зон смятия, подтверждается проявлением в пределах ряда месторождений угнетенного щелочного дайкового магматизма. Возраст щелочного дайкового магматизма золоторудных месторождений Енисейского кряжа до сих пор не изучен. В.А. Богданович считал, что их проявление докембрийское, предшествующее оруденению.

Распределение золота в породах локального метаморфизма имеет сходный вид с установленным характером распределения металла в сланцах зонального регионального метаморфизма. Концентрация элемента в разностепенных зонах метаморфизма дискретна. Перераспределению золота способствуют повышенная проницаемость пород зон смятия, метасоматический характер реакций породообразования, незначительная мощность метаморфических зон, пространственная сближенность и частое чередование изоград вкрест простирания зон локального метаморфизма. Предрудное накопление металла фиксируется в участках изоград и жильных минеральных ассоциациях. Пониженное содержание золота отмечается в породах, содержащих в преобладающем количестве какой-либо один из железо-магнезиальных минералов. Породы такого состава характерны для стандартных устойчивых состояний минеральных фаций метаморфизма. Сланцы, имеющие в своем составе одновременно хлорит и биотит, гранат и биотит, хлорит с биотитом и гранатом, обладают повышенной золотоносностью, что наблюдается в участках смены минеральных фаций. Концентрации золота в породах возрастают с увеличением содержания в них серицита, особенно образовавшегося на поздних стадиях формирования зон смятия.

В связи с подновлением нарушений, поперечных к линейности зон смятия, метаморфиты первого этапа претерпевают регрессивные преобразования. Гранат и биотит обычно замещаются хлоритом, стильпномеланом и хлоритоидом. Наиболее часто по биотиту развивается стильпномелан. В породах с повышенной железистостью биотит замещается хлоритом и хлоритоидом. Последний обычно развивается в сланцах с повышенным содержанием алюминия. Наиболее характерные породы этого этапа – хлорит-серицит-кварцевые, хлоритоид-хлорит-кварцевые и хлорит-стильпномелан-кварцевые сланцы. В продуктах регрессивного метаморфизма характерны повышенные концентрации золота (до 40 мг/т, при среднем 18,5 мг/т). Содержание золота в диафоритах возрастает по мере увеличения интенсивности регрессивных преобразований (от 17 до 20 мг/т).

Таким образом, золоторудные месторождения Енисейского кряжа расположены на границах фаций зонального регионального метаморфизма. Оруденение приурочено к тектонометаморфическим аномалиям, осложняющим линейные и брахиформные синклинальные складки, являющиеся составными элементами Ишимбинского глубинного разлома. Метаморфизм и оруденение в зонах рассланцевания, милонитизации и дробления пород обязаны потокам глубинных высокотемпературных растворов. Кварцево-жильные месторождения располагаются в структурах, осложняющих линейные складки, золото-сульфидные – брахиформную складчатость.

## Типизация структур рудных полей

В пределах золотоносного пояса Енисейского кряжа отмечается приуроченность месторождений к структурам различного происхождения, формирование которых протекало длительное время; некоторые из них заложены в разные стадии периода седиментогенеза (формирования кор выветривания, переноса и отложения осадочного материала), другие – на этапе складчатости, третьи – в процессе интрузивного гранитоидного магматизма. Окончательное тектоническое оформление структур рудных полей многочисленных месторождений завершилось в процессе собственно рудообразования, которое протекало многостадийно и, как правило, в несколько этапов. Нами выделены следующие генетические типы структур золоторудных полей региона (Сазонов и др., 2009; 2010).

1. Рудоносные тектоно-метаморфические зоны, осложняющие крылья линейных складок. Они представлены интенсивно рассланцованными, катаклазированными, милонитизированными, собранными в многостепенные складки породами, характеризующимися повышенной степенью метаморфизма по сравнению с окружающими сланцами. Рудные тела приурочены к структурам сдвига-раздвига в тектоно-метаморфических зонах. Среди них выделены следующие вещественные геолого-структурные группы тектоно-метаморфических зон:

а) кварцево-жилные зоны в филлитах (месторождение «Советское» (рис. 5), рудопроявления Огне-Потеряевских рудных зон, Григорьевское, Водораздельное);

б) кварц-карбонатные штокверковые зоны в сульфидизированных серицитовых метасоматитах и филлитах (месторождение «Бабушкина Гора»);

в) кварцево-жилные зоны, кварцевые жилы, системы лестничных жил в пластах метаалевропесчаников в породах биотитовой ступени зеленосланцевой фации метаморфизма (месторождения «Пролетарское», «Александро-Агеевское», «Доброе-Сергиевское»; рудопроявления Албанские жилы, Буян, Заявки 13 и 14, Полярная Звезда, Мясниковское, Успенские жилы, Агриппининское, рч. Досеровского, Золотой Бугорок);

г) кварцево-жилные зоны в породах гранатовой ступени эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (месторождения «Эльдорадо», «Первенец», «Ударный»; рудопроявления Вершинка, Ольгинское) (рис. 6);

д) зоны сульфидизированных и окварцованных серицитовых метасоматитов в породах ставролитовой ступени эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (месторождение «Благодатное») (рис. 7).

2. Рудоносные компенсационные синклинали, сформировавшиеся в экзоконтактах гранитных тел при их всплывании-внедрении. Они часто имеют брахиформный вид, осложнены поздними тектоническими подвижками – зонами рассланцевания на крыльях и вдоль осевых поверхностей. Типичными примерами рудовмещающих структур этого типа являются структуры месторождений рудных полей «Олимпиадинское», «Панимбинское», «Ведугинское» и «Аяхтинское» (Мкртычян и др., 2010). Метасоматиты, в том числе и рудные, развиваются вдоль сбросо-взбросовых тектонических зон и в благоприятных литологических горизонтах компенсационных синклиналей. Наиболее типичны среди измененных пород рудоносных минерализованных зон представители железо-магнезиально-кальциевых и кремне-щелочных метасоматитов, проявившихся в образовании гроссуляр-клиноцоизит-карбонат-кварцевых, серицито-мусковит-кварцевых, карбонат-мусковит-кварцевых, хлорит-кварцевых, преимущ-



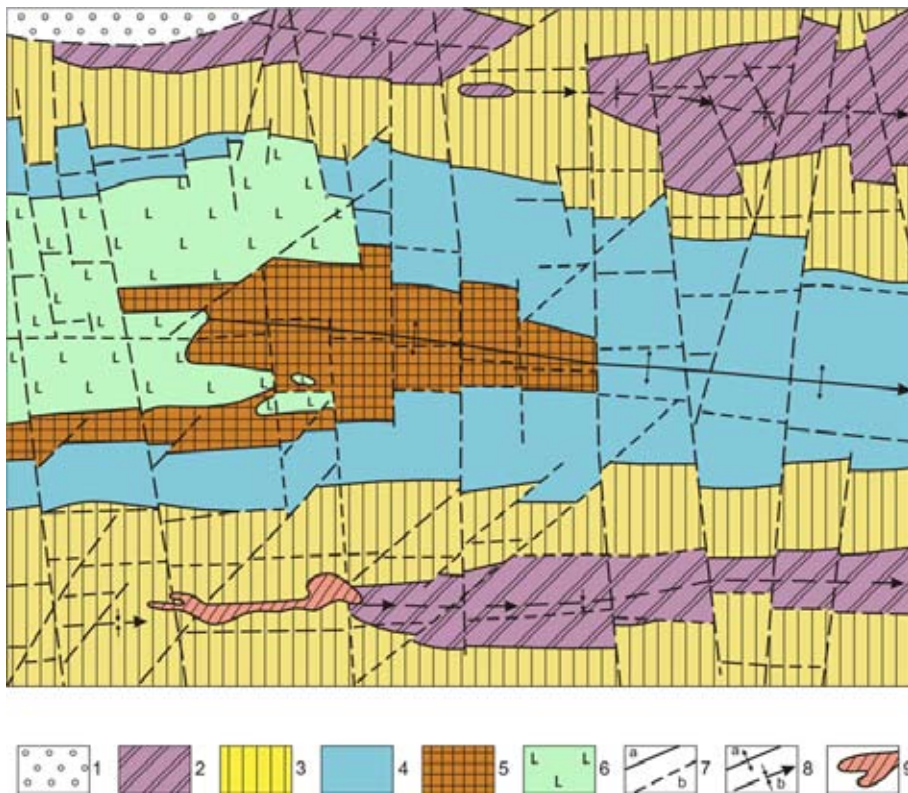


Рис. 5. Схема строения Советского месторождения (составлена А.А. Ананьевым, А.М. Сазоновым, М.Я. Бетхером, 1985): 1 – чингасанская серия, лопатинская свита ( $RF_4 lp$ ), песчаники и гравелиты; 2-5 – сухопитская серия: 2 – верхняя подсвита удерейской свиты ( $RF_2 ud_3$ ), темно-серые до черных алеврито-глинистые сланцы с прослоями контрастно-слоистых сланцев и мелкозернистых песчаников; 3 – нижняя и средняя подсвиты удерейской свиты ( $RF_2 ud_{1+2}$ ), нерасчлененные отложения, алеврито-глинистые сланцы; 4 – горбилोकская свита ( $RF_2 gb$ ), зеленые алеврито-глинистые сланцы; 5 – кординская и горбилोकская свиты ( $RF_2 kd + gb$ ), нерасчлененные отложения, зеленые алевролиты, линзы и прослои доломитизированных известняков; 6 – диабазы и габбро-диабазы токминского комплекса ( $BRF_3 tk$ ); 7 – а) границы стратифицированных и интрузивных пород, б) дизъюнктивы; 8 – оси складок: а – Татьянинской антиклинали, б – синклиналей; 9 – проекция контура отработанных руд на дневную поверхность

ственно кварцевых пород, иногда с обильной рутилизацией, турмалинизацией, графитизацией и сульфидизацией.

3. Васильевско-Удерейское рудное поле приурочено к синформной рудовмещающей структуре (рис. 8), унаследовавшей свою псевдоскладчатую морфологию от неглубокого трогового бассейна осадконакопления, размером 15x2 км.

По простиранию ( $40^\circ$ ) троговая седиментационная структура контролируется, вероятно, глубинными дизъюнктивами, по которым осуществлялся приток рудосодержащих флюидов еще на стадии литогенеза. В пределах минерализованной зоны нами определен возраст гидрослюда из прожилкового обособления в околорудном сланце калий-аргоновым методом, соответствующий – 1046-1106 млн лет. Специфика структуры бассейна осадконакопления на фоне окружающей территории подчеркивается развитием в пределах стратиграфического разреза Васильевского месторождения, расположенного на юго-западном замыкании структуры, переслаивающихся глинистых и песчаных пачек, градационно

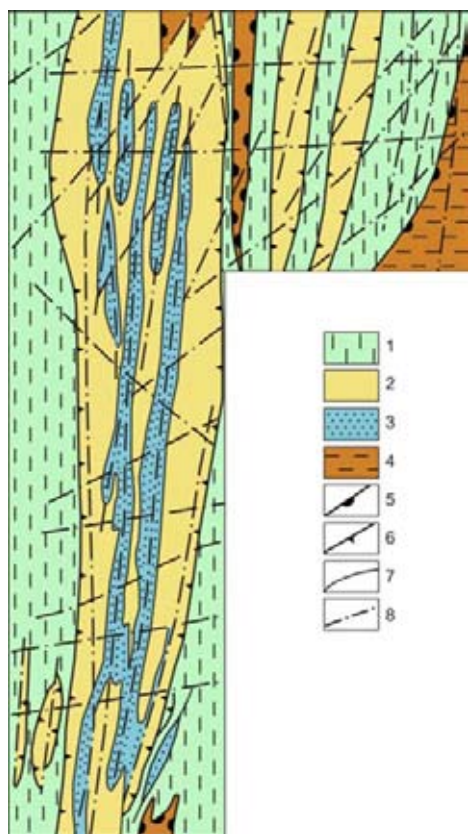


Рис. 6. Схема метаморфической зональности Перевальнинского рудного поля (составил А.М. Сазонов): 1 – филлиты удерейской и горбилкокской свит; 2-3 – кристаллические сланцы локального динамотермального метаморфизма: зоны биотита (2), зоны граната (3); 4 – зона биотита регионального метаморфизма; 6-7 – изограды локального динамотермального метаморфизма: биотита (6), граната (7); 8 – дизъюнктивы

слоистых песчано-алеврито-глинистых отложений и широким распространением конседиментационных оползней в пачках алевритовых отложений юго-западного борта трога. В связи со складчатостью под воздействием сжимающих горизонтально ориентированных сил синформная осадочная структура еще в большей мере приобрела морфологию обычной брахиформной синклинальной складки. Золоторудные и золотосурьмяные тела Удерейского и Васильевского месторождений образовались вдоль тектонических нарушений (интенсивно рассланцованных, милонитизированных, катаклазированных и брекчированных пород, почти повсеместно собранных в многостепенные складки, вплоть до пloyчатости), согласных простиранию синформной структуры, расположенных на крыльях и в области осевой поверхности. Породы минерализованных зон, включающих рудные тела, подвергнуты серицитизации, окварцеванию, турмалинизации, графитизации, карбонатизации, рутилизации и сульфидизации.

4. Месторождения стратиграфического несогласия Герфед-Николаевского рудного поля, которые приурочены к зоне тектонического рассланцевания, приразломного метаморфизма и рудного метасоматоза вдоль контактовой зоны между нижним протерозоем и рифеем. Рудные тела представлены метаморфогенно-метасоматическими кварцитами «жил» Магистральной, Николаевской, Верхне-Боровой. Они являются метаморфизованными и окварцованными отложениями пластовых тел высоkozрелой коры химического выветривания преимущественно кварцевого состава, возможно, изначально обогащенных золотом. Минеральный состав рудных тел и видовой состав метасоматитов в пределах рудоносных минерализованных зон ме-

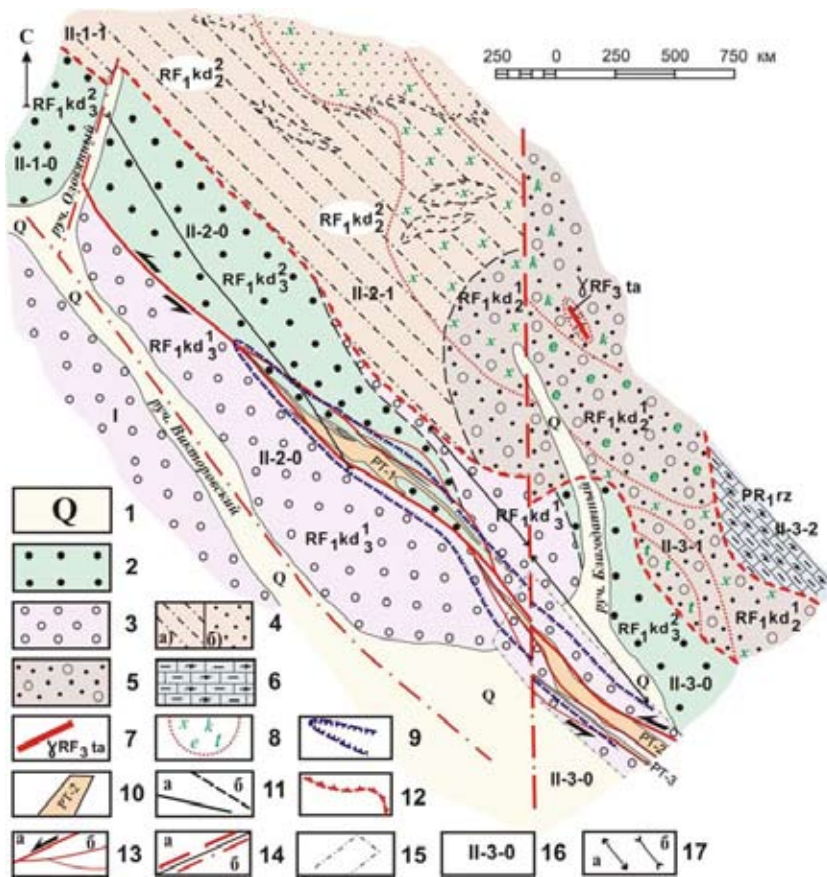


Рис. 7. Схема геологического строения месторождения «Благодатное» (составил А.М. Сазонов, 2003): 1 – четвертичные отложения; 2 – верхнекординская подсвита. Верхняя пачка (RF<sub>1</sub>kd<sub>3</sub><sup>2</sup>). Ритмично-слоистые кварц-полевошпатовые сланцы; 3 – верхнекординская подсвита. Нижняя пачка (RF<sub>1</sub>kd<sub>3</sub><sup>1</sup>). Пятнистые ставролитовые сланцы; 4 – среднекординская подсвита. Верхняя пачка (RF<sub>1</sub>kd<sub>2</sub><sup>2</sup>): а) кварцитовидные сланцы; б) лейкократовые кварцитовидные сланцы; 5 – среднекординская подсвита. Нижняя пачка (RF<sub>1</sub>kd<sub>2</sub><sup>1</sup>). Среднезернистые аркозовые метаалевролиты с порфиробластами мусковита; 6 – рязановская свита (PR<sub>1</sub>rz). Кальцифиры; 7 – дайки гранит-порфира. Татарско-аяхтинский комплекс; 8 – зоны метасоматически измененных пород и диафторитов: ? – (хлорит+пирротин+ пирит); е – (хлорит +актинолит +эпидот +сульфиды); к –(хлорит +эпидот +кальцит +пирротин); т – турмалина; 9 – контур рудоносной минерализованной зоны; 10 – рудные тела; 11 – геологические границы: а) достоверные; б) предполагаемые; 12 – надвиги предполагаемые; 13 – сбросо-сдвиги: а) главные; б) второстепенные; 14 – взбросы: а) предполагаемые; б) скрытые под вышележащими отложениями; 15 – контур полосы развития четвертичных отложений, снятых с карты; 16 – номер тектонической пластины, входящей в тектонический блок; 17 – осевые линии складок: а) антиклинали; б) синклинали

сторождений этого геолого-структурного типа подобен другим месторождениям Енисейского кряжа.

В заключение общей характеристики главных типов структур рудных полей региона следует отметить, что минеральный состав золоторудного комплекса и видовой состав метасоматитов месторождений имеют преобладающее сходство, но в то же время характеризуются отличиями, иногда значительными, в зависимости от фациальных условий и химизма среды рудообразования.

5. В последнее время нами выявлена золотоплатиновая минерализация в убого сульфидизированных нефелиновых породах Средне-Татарской интрузии, расположенной на юге Енисей-

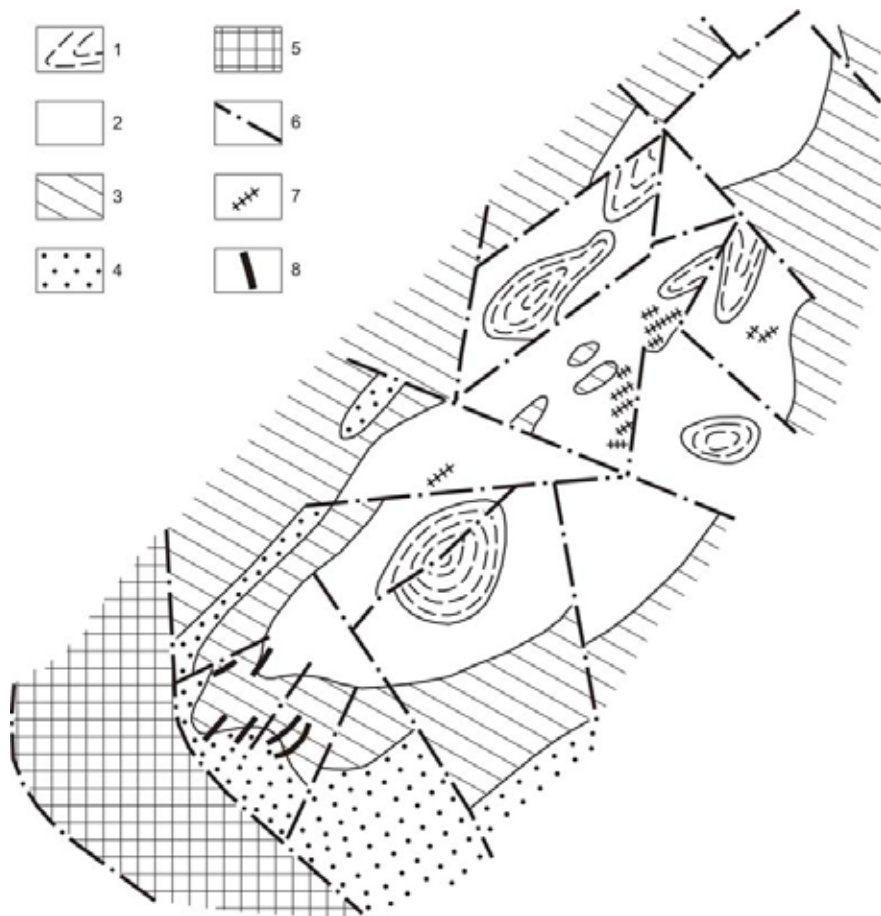


Рис. 8. Схема геологического строения Васильевско-Удерейского рудного поля (составили А.М. Сазонов, А.А. Ананьев): 1-2 – удерейская свита: 1 – среднеудерейская подсвита, 2 – нижнеудерейская подсвита; 3 – горбилковская свита; 4 – кординская свита; 5 – грабен, выполненный отложениями горбилковской свиты; 6 – дизъюнктивы; 7 – золотосурьмяные жилы, залежи Удерейского месторождения; 8 – золоторудные жилы Васильевского месторождения

ского кряжа, в среднем течении р. Татарки. В протолочках фойяитов и ийолитов обнаружены частицы пирита, пирротина, халькопирита, золота и медистой платины. Частицы золота до 50 знаков (из 100 грамм породы) имеют размер 5-50 мкм. Пробность частиц изменяется от 718 до 925 ‰. Большая часть золотин имеет однородный состав, с незначительным (1 – 4 ‰) изменением пробности в центре и краевых участках частиц. Наиболее крупные частицы (20-50 мкм) обладают неоднородностью состава с изменением пробности по краям и в центральных участках частиц от 13 до 26 ‰. В ийолите обнаружен шарик белого цвета диаметром около 20 мкм, в составе которого микронзондовым анализом установлены главные минералообразующие элементы (медь и платина) и примеси палладия, золота, серебра, сурьмы, мышьяка и серы.

В этом районе А.А. Ладыниным (Зверев и др., 2002) при составлении геохимической карты 1:500 000 были установлены литохимические потоки рассеяния золота, серебра, мышьяка, никеля, кобальта, ванадия, титана, хрома, ниобия и свинца.

Выявленная минерализация в нефелиновых породах требует изучения и определения ее промышленной значимости.

### Возраст метаморфизма, гранитообразования и оруденения

Региональный метаморфизм в пределах Енисейского кряжа, по многочисленным публикациям М.И. Волобуева (1968, 1973, 1976, 1993), Ф.П. Кренделева (1971), А.Д. Ножкина (1983, 1999, 2003, 2004, 2008), В.А. Верниковского (1993, 1994, 1999, 2008), Е.В. Бибикова (1993), А.М. Сазонова (1998, 2003), И.И. Лиханова (2008), Козлова, Лепезина (1995), Хабарова (2004) и других, можно представить в виде череды событий в пределах возрастного интервала нижнего-верхнего протерозоя. На протяжении 1 900-600 млн лет происходили интенсивные метаморфические преобразования (образование метапеллитов и метабазитов) в условиях низких давлений от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, пород тейской (кварциты, кристаллические сланцы, мраморы св. хребта Карпинского) – 1900-1600, сухопитской (кристаллические сланцы, гнейсы) – 1490-1000 (кординская), тунгусикской (кварциты, филлиты) – 1000-900 (свита сухого хребта), верхневороговской (свиты оленьинская и водораздельнинская) и чингасанской (свиты лопатинская и карьерная) серий – 750-700 млн лет. Преобразования пород зафиксированы в пределах Ангаро-Канского (гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, мраморы) – 1900-1840, Исаковского (метабазиты, метапелиты) – 1262 и 630-600, Предивинского (метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы) блоков – 637-628 и Чапинского (карбонатиты, щелочные метасоматиты) комплекса – 670-650 млн лет.

Проявление жильной и метасоматической минерализации в рудных полях рассматриваемой территории по данным абсолютного возраста, приведенных в работах вышеперечисленных исследователей, фиксируется в широком возрастном интервале (1106-364 млн лет), что свидетельствует о длительности формирования рудоносных структур. Продуцентом гидротермального минералообразования, в том числе кварцево-жильного, сульфидного и площадных метасоматитов (турмалинизации, мусковитизации и альбитизации), стал локальный динамотермальный метаморфизм кианит-силлиманитового типа в узких тектонических зонах смятия. Этот метаморфизм сопровождался дислокационными преобразованиями исходных пород (соскладчатого регионально метаморфизованного комплекса и роговиков) и интенсивным кристаллобластезом под воздействием глубинных флюидов, поступающих из зон гранитизации. Минерализованные метасоматиты с рудными телами обычно занимают внутренние участки в зонально построенных метаморфических аномалиях. Возраст пород локального метаморфизма по многочисленным определениям И.И. Лиханова, А.М. Сазонова, В.Г. Петрова, в основном, лежит в интервале 890-773 млн лет: Маяконский (850) и Ангарский (856-792) участки линейных зон смятия; Панимбинское (826, 823, 798), Перевальнинское (773), Советское (890, 850), Олимпиадинское (870, 856, 792), Благодатное (785-775) рудные поля. В пределах этих рудных полей отмечаются единичные датировки более молодого возраста – 710 млн лет (Эльдорадо), 706 (Пролетарка) и 653 (Александр-Агеевское). Собственно рудные образования, несущие арсенипиритовую с золотом минерализацию, имеют возраст 847-682 млн лет: Советское – 830-820 и 776, Эльдорадо – 795, Благодатное – 754-698, Ведуга – 805, 770, 720, 715, 691, 682, Васильевское – 699. Проявляется постепенное омоложение золотооруденения этого этапа в южном направлении.

Минеральные ассоциации второго этапа рудообразования, в составе которых с золотом преобладают сульфиды полиметаллов (халькопирит, сфалерит, галенит, висмутин и др.), сформировались в интервале 780-364 млн лет (Сазонов и др., 1998, 2005, 2007). Абсолютные да-

тировки – 364-368 и 526-538 млн лет, выявленные нами на месторождениях «Благодатном», «Эльдорадо» и «Богунайском», вероятно, характеризуют более поздние гидротермально-метасоматические преобразования в золотополиметаллических рудах, образовавшихся преимущественно в интервале 780-685 млн лет: Эльдорадо (780), Попутнинское (762, 733, 705), Раздольнинское (735), Советское (730), Удере́йское (712, 685).

Абсолютный возраст сурьмяной и золотосурьмяной минерализации, имеющей в некоторых случаях промышленное значение, лежит в интервале 677-605 млн лет (Сазонов, 1998, Неволько, 2009, Власов, 1985): Удере́йское (677, 673, 670, 664, 663, 659, 652, 643, 605), Олимпиадинское (615).

Гранитоидный магматизм в золотоносном регионе, с которым обычно генетически связывают оруденение, непрерывно проявился в интервале 1000-625 млн лет (Волобуев, 1965-1993, Кренделев, 1971, Сазонов, 1998, Верниковский, 2006-2008 и др.). В литературе приводятся следующие данные по отдельным массивам: гранито-гнейсы Тейского массива – 1000-950; щелочные граниты Гурахтинского массива – 928; пегматиты в Аяхтинском массиве – 900; гранитоиды Ерудинского массива – 880; гранитоиды Каламинского, Ерудинского, Гаревского и Тейского массивов – 880-752; гранитоиды Чиримбинского и Аяхтинского массивов – 767-720; гранитоиды Глушихинского, Лендахского, Верхне-Киликейского, Гремихинского, Стрелковского, Гаревского, Аяхтинского, Гурахтинского, Татарского, Порожинского – 767-690; граниты Чиримбинского, Аяхтинского, Гурахтинского, Ягуновского, Татарского, Чистопольского массивов – 680-625. Граниты Посольненского и Нижне-Канского массивов, расположенные в южной части Енисейского кряжа, формировались на рубеже 521-374 млн лет, что тоже говорит о постепенном омоложении гранитообразования в южном направлении. Сопоставление возрастных соотношений гранитообразования, золотого и сурьмяного оруденения в регионе свидетельствует, скорее всего, о парагенетической, нежели генетической связи этих процессов.

### Заключение

Золоторудный процесс в Енисейском кряже проявился в широком возрастном интервале 1106-364 млн лет. Началось рудообразование с поступления гидротермальных растворов в слабо литифицированный осадок и образования золото-арсенопирит-пиритовых залежей на месторождении «Удере́йское», что предполагалось ранее В.С. Власовым (1986) и развивается в настоящей статье.

Девонские датировки в золоторудном месторождении «Благодатное», полученные нами ранее (Сазонов и др., 2009), предполагают образование в рудах убогой прожилковой минерализации кварц-карбонат-флюорит-сфалеритового состава и, возможно, перераспределение золота в рудах. Главные фазы золоторудного процесса проявились в интервале 847-605 млн лет. Столь длительный период, на первый взгляд единого рудного процесса заключается в связи очагов золотоносных гидротермальных растворов с ультраметаморфизмом и зонами генерации гранитных магм, сформировавших пять последовательных комплексов.

Транспортировка рудных растворов осуществлялась по нарушениям граничной области внедряющихся – всплывающих гранитов в складчатой матрице сухопитской серии. Большая

часть структур рудоотложения расположилась в пределах кординской свиты (ближайшей к области гранитоперемещения) и в удерейской свите, обычно занимающей область развития внешнего шва «гранитных куполов».

В образовании гидротермальных тел принимали участие метаморфогенно-метасоматические процессы, причем часть вещества заимствовалась из вмещающих пород. Возможно, что в результате этих механизмов рудообразования первично-осадочное золото кординских и удерейских осадков оказало влияние на повышенную рудоносность месторождений, распространенных в этих свитах.

По нашему мнению, главную роль в размещении месторождений и формировании узора структур рудных полей сыграл структурный фактор.

Таким образом, золоторудные месторождения Енисейского кряжа сформировались в тесной связи с последовательно развивающимися процессами древнего седиментогенеза, складчатости, метаморфизма и гранитогенеза.

### Список литературы

1. Апанович И.А. Вопросы генезиса и главных факторов золотого оруденения Енисейского кряжа / И.А. Апанович // Геофизические исследования в Средней Сибири. – Красноярск: КНИИГиМС, 1997. – С. 183-189.
2. Бровков Г.Н. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / Г.Н. Бровков, Л.В. Ли. – Красноярск, 1985. – 291 с.
3. Буряк В.Н. Метаморфизм и рудообразование / В.Н. Буряк. – М.: Недра, 1982. – 256 с.
4. Верниковский В.А. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа / В.А. Верниковский, А.Е. Верниковская // Геология и геофизика. – 2006 – Т. 47, № 1. – С. 35-52.
5. Вилор Н.В. Тектонические факторы в формировании метаморфических комплексов и метаморфогенных флюидных систем / С.И. Шерман, В.Ю. Буддо // Геология и геофизика. – 1992. – № 9. – С. 45-52.
6. Власов В.С. Особенности формирования золоторудной минерализации Удерейского месторождения: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук по спец.04.00.14. / В.С. Власов – Томск, 1985.
7. Волобуев М.И. Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа / М.И. Волобуев // Геотектоника. – 1993. – № 6. – С. 82-87.
8. Зверев В.В. Некоторые особенности регионального геохимического поля заангарской части Енисейского кряжа / В.В. Зверев // Разведка и охрана недр, № 6, 2004. – с. 40-45.
9. Зверев В.В. Некоторые особенности регионального геохимического поля заангарской части Енисейского кряжа в связи с перспективами выявления кимберлитовых полей / В.В. Зверев, А.А. Ладынин // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Вып. 3. / КНИИ-ГиМС. – Красноярск, 2002. – С. 69-79.
10. Корнев Т.Я. Эволюция магматизма и оруденения во времени / Т.Я. Корнев. – М.: Недра, 1986. – 128 с.
11. Кренделев Ф.П. Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа / Ф.П. Кренделев. – Наука, 1971. – 376 с.

12. Курганьков П.П. Енисейский кряж – новая алмазонасная провинция / П.П. Курганьков, И.А. Кузмин, М.А. Чурилин // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Вып. 6 / КНИИГиМС. – Красноярск, 2005. – С. 95-105.
13. Летников Ф.А. Флюидный режим термоградиентных систем / Ф.А. Летников, Н.С. Жатнуев, В.В. Лашкевич. – Новосибирск: Наука, 1985. – 134 с.
14. Лиханов И.И. Коллизионный метаморфизм докембрийских комплексов в заангарской части Енисейского кряжа / И.И. Лиханов, В.В. Ревердатто, П.С. Козлов, Н.В. Попов // Петрология. – 2008. – Т. 16, № 2. – С. 148-173.
15. Лобацкая Р.М. Общие закономерности эволюции разломообразования в литосфере / Р.М. Лобацкая // Геология и разведка. – 1991. – № 4. – С. 30-37.
16. Мкртычян А.К. Прогнозно-поисковые модели основных формационных типов золоторудных месторождений Енисейского кряжа / А.К. Мкртычян, Е.И. Берзон, В.К. Зуев, А.А. Стороженко, Н.Ф. Васильев, М.Н. Секретарев, А.П. Липишанов, А.С. Варганов, В.А. Москалев, Н.Б. Кононенко, А.Э. Динер // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири: Материалы юбилейной научно-практической конференции. – Красноярск: Изд-во ОАО «Красноярскгеолсъемка», 2010. – С. 46-62.
17. Неволько П.А. Геологические и физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук по спец.25.00.11 / П.А. Неволько. – Новосибирск, 2009.
18. Ножкин А.Д. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования / А.Д. Ножкин, А.А. Постникова, К.Е. Наговицин, А.В. Травин, А.М. Станевич, Д.С. Юдин // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 12. – С. 1307-1320.
19. Петров В.Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы / В.Г. Петров. – Новосибирск: Наука, 1976. – 211 с.
20. Савинский К.А. Основные типы земной коры Сибирской платформы по данным региональных геофизических исследований / К.А. Савинский, М.С. Савинская // Геология и геофизика. – 1977. – № 12. – С. 44-49.
21. Сазонов А.М. Геолого-структурная позиция и типизация золоторудных полей Восточной части Енисейского кряжа / А.М. Сазонов, Е.А. Звягина, Т.В. Полева, А.Н. Хохлов, В.С. Власов, П.А. Тишин, К.И. Малышева // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири: Материалы юбилейной научно-практической конференции. – Красноярск: Изд-во ОАО «Красноярскгеолсъемка», 2010. – С. 94-101.
22. Сазонов А.М. Геохимия золота в метаморфических толщах / А.М. Сазонов. – Томск: Изд. ТПУ, 1998. – 166 с.
23. Сердюк С.С. Модели месторождений золота Енисейской Сибири / С.С. Сердюк, Ю.Е. Коморовский, А.И. Зверев, В.К. Оябрь, В.С. Власов, В.Е. Бабушкин, В.А. Кириленко, С.А. Землянский. – Красноярск: СФУ, 2010. – 584 с.
24. Sazonov A. Ore-forming conditions of the Blagodot gold deposit in the Riphean metamorphic rocks of the Yenisey ridge according to geochemical and isotopic data / A. Sazonov, I. Gertner, E. Zvyagina, P. Tishin, T. Poleva, S. Leontyev, Y. Kolmakov, T. Krasnova // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies 2(2009 2). – p. 203-220.



## **Gold-ore Metallogeny of the Yenisey Ridge: Geological-Structural Province, Structural Types of ore Fields**

**Anatoly M. Sazonov<sup>a\*</sup>,  
Anatoly A. Ananyev<sup>b</sup>, Tatyana V. Poleva<sup>a</sup>,  
Alexandr N. Khokhlov<sup>c</sup>, Viktor S. Vlasov<sup>a</sup>,  
Elena A. Zvyagina<sup>a</sup>, Alexandra V. Fedorova<sup>a</sup>,  
Platon A. Tishin<sup>d</sup>, Sergey I. Leontyev<sup>a</sup>**

<sup>a</sup> *Siberian Federal University,*

*79 Svobodny, Krasnoyarsk, 660041 Russia;*

<sup>b</sup> *National Research Tomsk Polytechnic University,*

*30 Lenina st., Tomsk, 634050 Russia;*

<sup>c</sup> *Federal State Unitary Enterprise Geolexpertisa,*

*62 Karla Marksa st., Krasnoyarsk, 660049 Russia,*

<sup>d</sup> *Tomsk State University,*

*36 Lenina st., Tomsk, 634050 Russia*

---

*The article describes the geological location and the genesis of gold-ore deposits of the Yenisey Ridge – one of the richest gold-bearing world provinces. Prevailing confidence of gold-bearing projects to the Korda and the Uderey Riphean suites is revealed on the basis of statistical analysis. Deposits are developed in folding and fault metamorphism zones in the area of flexure bending of Riphean strata by intruding granitoid masses. Ore-bearing hydrotherms are genetically associated with ultramorphism and granite formation zones. The main types of structures of ore fields are folding zones: in S-shaped disjunctive faults at the limbs of line anticlines; complicating the limbs of compensational synclines in contacts with granitoids; in the contact area (non-conformity) of Lower Proterozoic and Riphean strata; in trough sedimentation basins. Nepheline intrusions take a specific position in gold-bearing occurrences of the Yenisey Ridge. Their commercial value requires study. The age of gold mineralization of the Yenisey Ridge corresponds to the range of 847-605 MA. In some deposits there probably was a stage of re-distribution of gold-ore mineralization during the Devonian Age (364-368 MA).*

*Keywords: Yenisey Ridge, metallogeny, gold-ore deposits, ultrametamorphism, granite genesis, metamorphic strata, Riphean, Lower Proterozoic, absolute age.*

---