

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

1/2011

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный

научно-исследовательский

геологоразведочный институт

цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

Бюро: *Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора),
В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, В.И.Старостин

Редсовет: *Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев, Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), А.И.Варламов,
Г.С.Вартанян, И.Ф.Глумов, В.И.Ваганов,
А.И.Жамойда, М.М.Константинов, Т.Н.Корень,
А.К.Корсаков, В.С.Круподеров, Н.К.Курбанов,
Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев, В.С.Сурков,
Е.Г.Фаррахов

МОСКВА

К 70-ЛЕТИЮ ОБРАЗОВАНИЯ ОАО «ЯНГЕОЛОГИЯ»		<i>Остапенко Л.А., Аристов В.В., Рыжов О.Б., Тихонова Н.В., Задорожный Д.Н., Широков В.В., Богданович Ю.И., Герасимова В.Н.</i>	
<i>Тяμισов Н.Э., Мусалитин Л.А., Левин В.М.</i>	История геологических исследований на северо-востоке Республики Саха (Якутия)	3	
РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ			
<i>Султанаев Р.Г., Чибисова Е.Д., Бондаренко Н.В., Селиванов П.В., Березнев М.В.</i>	Закономерности распределения золота и особенности формирования золоторедкометалльного оруденения Тенгкельйского рудного узла (Дербек-Нельгисинская рудная зона)	6	
<i>Задорожный Д.Н., Рыжов О.Б., Аристов В.В., Султанаев Р.Г., Тихонова Н.В.</i>	Крупнотоннажное месторождение золота Делювиальное	11	
<i>Бондаренко Н.В., Султанаев Р.Г., Гвоздева И.А., Селиванов П.В.</i>	Особенности геологического строения и типоморфизм золота месторождения Полярник (Полярниковский рудно-россыпной узел)	19	
<i>Бондаренко Н.В., Баркалов А.Г., Гвоздева И.А., Селиванов П.В.</i>	Особенности строения стержневых жил золото кварцевой типа участка Туманный Адыча-Тарынской рудной зоны	25	
<i>Остапенко Л.А., Рыжов О.Б., Щегольков Ю.В., Аристов В.В.</i>	Типоморфные особенности россыпного золота бассейна р.Адыча (Восточная Якутия), состав и генезис рубашек на его поверхности	29	
	Условия формирования зоны окисления на месторождении Кимпиче (Западное Верхоянье)	43	
<i>Задорожный Д.Н., Тихонова Н.В.</i>	Структуры серебряных месторождений Верхоянья .	59	
<i>Кокунин М.В.</i>	Редкие минералы забытого месторождения	72	
<i>Кокунин М.В.</i>	Камнесамоцветная специализация северо-востока Якутии	83	
СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА			
<i>Гриненко В.С., Трущелев А.М.</i>	Новые данные о стратиграфии и районировании каменноугольных и пермских отложений алмазоносных районов северо-востока Сибирской платформы	88	
<i>Некрасов А.И.</i>	Отражение геодинамического режима восточной окраины Сибирской платформы в особенностях формирования осадочной призмы верхоянского комплекса и минерагении Западно-Верхоянского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса .	101	
<i>Широкова Я.А.</i>	Реликты неогеновой речной сети в морфоструктурах Западного Верхоянья	111	
	75-летие Александра Николаевича Барышева	115	
	75-летие Виктора Ивановича Старостина	116	

Редакция: Р.В.Добровольская, Т.М.Папеско
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 26.01.2011. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Сайт научной электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

История геологических исследований на северо-востоке Республики Саха (Якутия)

НИКОЛАЙ ЭРИСЕНОВИЧ ТЯМИСОВ, ЛЕОНИД АЛЕКСАНДРОВИЧ МУСАЛИТИН,
ВЯЧЕСЛАВ МИХАЙЛОВИЧ ЛЕВИН (ОАО «Янгеология»; 678500, Республика Саха (Якутия),
Верхоянский район, п.Батагай, ул.Октябрьская, 6; e-mail: yangeol@bat.sakha.ru)

History of geological researches in Northeast to Republic Sakha (Yakutia)

NIKOLAY ERISENOVICH TYAMISOV, LEONID AIEKSANDROVICH MUSALITIN, VYACHESLAV
MIKHAILOVICH LEVIN

Северо-восток Якутии долгое время был одной из наименее изученных областей не только России, но и во всем мире, что объяснялось географической удаленностью, трудной доступностью края, суровыми климатическими условиями. Большая часть этой громадной территории площадью около 1 млн.км², в границах которой могут разместиться Франция, Германия, Нидерланды и Бельгия, вместе взятые, расположена севернее Полярного круга.

История освоения этого края начинается с XVII в., когда сюда проникли первые русские землепроходцы и мореплаватели. Их маршруты проходили преимущественно по рекам Лена, Яна, Индигирка, а также по морскому пути вдоль северного побережья до устья р.Колыма.

Первые находки полезных ископаемых принадлежат жителю г.Якутск Т.П.Кычкину, обнаружившему в 1764 г. выходы свинцовых руд по руч.Эндыбал в Верхоянском хребте. В образцах руд в Екатеринбургской лаборатории были определены богатые содержания свинца и серебра.

Первые отрывочные сведения о геологическом строении территории были получены в XIX в. экспедициями Российской Академии наук, возглавляемыми М.М.Геденштромом (1808—1810), А.А.Чекановским (1874—1875), Э.В.Толем (1885), И.Д.Черским (1891—1892). Только лишь с 30-х годов XX столетия начинается планомерное геологическое изучение и промышленное освоение территории северо-востока Якутии. В истории геологических исследований северо-востока Якутии намечается несколько периодов:

1. Начальный (1931—1941), в течение которого геологические исследования проводились организациями разных ведомств СССР.

2. Дальстроевский (1941—1957), когда изучение осуществлялось Геологоразведочным управлением треста «Дальстрой» (ГРУ ДС) НКВД, затем Министерством цветной металлургии СССР. Именно с этого периода начинается деятельность самостоятельной геологоразведочной экспедиции, сменившей за

70-летний период несколько раз свое название и подчиненность и именуемой с декабря 2005 г. ОАО «Янгеология».

3. Якутский (1957—2002), связанный с деятельностью Якутского территориального Геологического управления (ЯТГУ, 1957—1980) и Якутского производственного геологического объединения (ЯПГО, 1980—1991), а также Государственного Комитета по геологии и недропользованию Республики Саха (Якутия) — Госкомгеология (1992—2002).

4. Современный с 2002 г. по настоящее время.

Геологические исследования начального периода носили преимущественно рекогносцировочный характер, велись на глазомерной топооснове и имели поисковую направленность при резко ограниченном применении других методов, проводились сравнительно малочисленными организациями, но, тем не менее, отличались высокой геологической эффективностью. Именно в этот период были значительно расширены параметры свинцово-серебряных месторождений в Западном Верхоянье. Первые промышленные месторождения олова были открыты в Яно-Адычанском районе и в связи с острым дефицитом этого металла незамедлительно вовлекались в промышленное освоение. Например, месторождение олова Эге-Хая, которое было открыто в 1936 г., а уже в 1938 г. из руд данного месторождения были получены первые тонны оловянного концентрата. Основной вклад в изучение территории в этот период внесли: трест «Союзникельоловоразведка» и ее Якутское отделение (ЯОСНОР), Арктический институт управления «Главсевморпути» и Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ).

Научное сопровождение и направление работ осуществлялось под руководством академиков АН СССР С.С.Смирнова и Ю.А.Билибина, давших первые прогнозные оценки территории на олово и золото.

Дальстроевский период (1941—1957) характеризуется резким расширением фронта и объемов геоло-

горазведочных работ, широким применением геофизических методов исследований, геологического картирования с использованием аэрофотоснимков, созданием разветвленной сети лабораторных служб, значительным улучшением методического обеспечения и технической оснащенности геологоразведочных работ, что незамедлительно сказалось и на эффективности проводимых работ.

Важнейшими результатами работ данного периода являются открытие и разведка оловорудных месторождений на Дербек-Нельгесинском междуречье (Алыс-Хая, Илингас, Боргучан и др.), россыпей золота в бассейне р.Адыча и уникального оловорудного месторождения Депутатское в Северо-Янском районе (1947). Именно в этот период на территории северо-востока Якутии начинается создание крупнейшей в СССР и в мире минерально-сырьевой базы олова, а также составление первых мелкомасштабных геологических карт территории, где используется уже накопленный фактический материал, производится систематизация и обобщение данных по расчленению осадочных пород, составу и возрасту магматических образований, составляются каталоги полезных ископаемых.

Якутский период (1957—2002) начинается с создания на территории республики Якутского территориального геологического управления (ЯТГУ), куда были переданы все организации различных ведомств, проводивших геологоразведочные работы, в т.ч. и оставшиеся после ликвидации в 1957 г. «Дальстроя» геологоразведочные управления, включая и Янское. Этот период (до начала 1990-х годов) можно охарактеризовать как период наивысшего развития геологических исследований территории, сопровождавшийся открытием многочисленных месторождений полезных ископаемых, комплексного решения геологических задач и постоянным улучшением организационной структуры работ. Территория из преимущественно оловянной превратилась в удивительно богатый регион по набору полезных ископаемых, где помимо олова ведущее место заняли золото, сурьма, ртуть, вольфрам, серебро, полиметаллы, редкие и редкоземельные элементы. К наиболее важным достижениям этого периода относятся:

1. Открытие Куларского золотоносного района и создание крупной сырьевой базы россыпного золота, на базе которого с 1963 по 1996 гг. существовал комбинат «Куларзолото» с объемом добычи до 12 т золота в год.

2. Завершение создания уникальной сырьевой базы олова в Северо-Янском районе за счет открытия богатых оловянных россыпей в приморской низменности и переоценки ранее известных коренных месторождений олова (Депутатское, Чурпунья и др.). На базе месторождения Депутатское в 1972 г. начинает действовать горнообогатительный комбинат «Депутатский».

3. Переоценка россыпной золотоносности бассейна р.Адыча, приведшая к созданию в 1976 г. прииска «Адычанский». Всего в бассейне р.Адыча в этот период было переоценено и разведано порядка 45 россыпей, в т.ч. крупные террасовые россыпи прослеженные по долине р.Адыча на 50—60 км.

4. Открытие и разведка уникального по качеству руд золотосурьмяного месторождения Сентачан на северо-западном фланге Адыча-Тарынской золото-сурьмяной зоны.

5. Создание крупной сырьевой базы ртути в Западном Верхоянье (месторождение Звездочка).

6. Переоценка и разведка золоторудного месторождения Кючюс.

У месторождения Кючюс, как и у многих крупных золоторудных объектов, была долгая и трудная судьба. Открытое еще в 1963 г. в результате проведения геологической съемки масштаба 1:200 000 геологами Якутской поисково-съемочной экспедиции месторождение долгое время рассматривалось как небольшое рудопроявление сурьмы с примесью золота и лишь проведенные в 1979—1980 гг. поисковые работы с применением колонкового бурения показали наличие мощных и протяженных золоторудных тел. С этого времени и по 1996 г. на месторождении последовательно были проведены поисковые, поисково-оценочные работы и предварительная разведка первой очереди, по результатам которых этот объект перешел в разряд одного из крупнейших золоторудных месторождений России.

7. Создание крупной минерально-сырьевой базы серебра. Серебро как и свинец было одним из первых металлов, обнаруженных в Верхоянье, но долгое время считалось попутным компонентом, не имеющим самостоятельного промышленного значения. Высокие концентрации серебра были определены при поисках и разведке оловянных и полиметаллических месторождений в 1940—1950-е годы, но лишь с конца 1980-х годов начинаются планомерные поисковые работы на серебро на месторождении Прогноз и на площади Мангазейского рудного поля, увенчавшиеся созданием крупнейшей на северо-востоке Якутии минерально-сырьевой базы серебра.

Параллельно с поисковыми и разведочными работами в этот период был выполнен огромный объем региональных геолого-съемочных работ масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000, которые выполнялись силами не только Янской геологоразведочной экспедиции (ОАО «Янггеология»), но и многих других геологических организаций СССР: Якутская центральная геолого-съемочная экспедиция ЯТГУ (ЯЦГСЭ), научно-исследовательский институт геологии Арктики (НИИГА, в дальнейшем НПО «Севморгео»), научно-производственное объединение «Аэрогеология».

В результате этих работ были изданы Государственные геологические карты масштабов

1:1 000 000 и 1:200 000 первого и второго поколения с картами полезных ископаемых, которые и до сих пор служат основой при прогнозировании и постановке поисковых работ на данной территории.

Современный период (с 2002 г. и по настоящее время) характеризуется резким сокращением фронта и объемов работ на территории и прежде всего, по причинам экономического характера, приведших к развалу горнодобывающей промышленности в регионе, и как следствие, снижению востребованности в развитии минерально-сырьевой базы. В связи с отменой принципа «двух ключей» и переходом богатств недр исключительно в федеральную собственность и последовавшей за этим структурной перестройкой управления геологоразведочной отраслью, в настоящее время на территории геологоразведочные работы проводятся только на высоколиквидные металлы (золото, серебро) на перспективных площадях, где могут быть выявлены крупные месторождения федерального значения. Полностью прекращены работы на россыпное золото, цветные и редкие металлы, неметаллические полезные ископаемые.

Основными результатами работ в современный период являются:

1. Продолжение наращивания сырьевой базы серебра в Западно-Верхоянской металлогенической провинции за счет вовлечения в изучение новых площадей в северной части провинции (месторождение Кимпече) и проведение поисковых работ на площади, прилегающей к месторождению Прогноз (юго-западная часть Дербеке-Нельгесинской оловорудной зоны).

2. Открытие и оценка на стадии поисков крупного золоторудного месторождения Аркачан в Верхоянском хребте.

3. Создание сырьевой базы рудного золота в Адычанском районе, где ранее была уже создана сырьевая база россыпного золота. Поисково-ревизионными работами, проведенными в 2005—2010 гг. за счет средств федерального бюджета, здесь выявлены крупнотоннажные объекты Делювиальное и Полярник с ресурсами по сумме категорий P_1 и P_2 более 100 и 50 т, соответственно.

Геологоразведочные работы в современный период проводятся в содружестве с ФГУП ЦНИГРИ, обеспечивающем научно-методическое сопровождение

работ, а также с привлечением сотрудников научных (Якутский институт благородных металлов и алмазов) и образовательных (Российский государственный геологоразведочный университет) учреждений.

По региональным исследованиям в последнее десятилетие прошлого века были завершены два вида региональных исследований: работы по интерпретации и заверке материалов космических съемок и опережающие геолого-геохимические и геофизические исследования. На этот же период пришлось завершение первого издания Государственной геологической карты СССР.

С 2001 г. начаты работы по составлению геологических карт нового поколения с использованием ГИС-технологий и цифровых моделей. К настоящему времени ОАО «Янгеология» подготовлено к изданию 9 сдвоенных листов и 4 одинарных листа Госгеолкарты-200.

Также в современный период геологоразведочные работы преимущественно оценочной и разведочной стадий проводятся крупными компаниями-недропользователями на месторождениях Кючюс (ОАО «Полюс Золото»), Прогноз (ОАО «Бурятзолото»), Мангазейское рудное поле (ЗАО «Прогноз», дочерняя структура канадской компании «Сильвер БИР»), Вьюн (ОАО «Нижне-Ленское»), результатом которых уже стали (Кючюс, Вьюн) или планируются в ближайшее время защита запасов в ФГУ «Государственная комиссия по запасам полезных ископаемых» (ГКЗ РФ), месторождение Вертикальное Мангазейского рудного поля (ЗАО «Прогноз»).

Таким образом, благодаря труду геологов всех поколений и организаций, на территории северо-восточной Якутии созданы крупные, а порой и уникальные минерально-сырьевые базы золота, олова, серебра, сурьмы, ртути и других металлов. Основной вклад в изучение территории внесли геологи ОАО «Янгеологии», чей 70-летний юбилей отмечается в 2011 г. За высокие результаты в изучении богатств недр коллектив геологоразведчиков ЯнГРЭ (ОАО «Янгеология») в 1976 г. был награжден орденом «Знак Почета», 25 специалистов и рабочих стали лауреатами Государственной премии СССР, 7 геологов удостоены Почетного звания «Заслуженный геолог РСФСР» и «Заслуженный геолог РФ», 26 — «Заслуженный геолог Якутской АССР» и «Заслуженный геолог Республики Саха (Якутия)».

Закономерности распределения золота и особенности формирования золоторедкометалльного оруденения Тенгкелийского рудного узла (Дербеке-Нельгисинская рудная зона)

РАВИЛЬ ГАНЕЕВИЧ СУЛТАНАЕВ (ОАО «Янгеология»; 678500, Республика Саха (Я), п.Батагай Верхоянского улуса, ул.Октябрьская, 6; e-mail: yangeol@bat.sakha.ru), ЕКАТЕРИНА ДМИТРИЕВНА ЧИБИСОВА, НИКОЛАЙ ВИКТОРОВИЧ БОНДАРЕНКО, ПАВЕЛ ВЛАДИМИРОВИЧ СЕЛИВАНОВ, МИХАИЛ ВЛАДИМИРОВИЧ БЕРЕЗНЕВ (Российский государственный геологоразведочный университет им.С.Орджоникидзе; 117997, г.Москва, ул.Миклухо-Маклая, д.23)

Посвящена характерным особенностям самородного золота в рудных телах с прожилково-вкрапленным строением кварцево-сульфидного оруденения Тенгкелийского рудного узла (участки Хоспох, Роговиковый, Галечный). Большое внимание обращено на выделение стадийности выявленных рудных минералов и определение генетических особенностей формирования минеральных ассоциаций данной территории. Установлена связь минеральных ассоциаций с золотом различной пробыности.

Ключевые слова: золото, минеральные ассоциации, Верхояно-Колымская складчатая область.

Laws of distribution of gold and feature of formation gold-raremetal mineralization of Tengkeleyskiy ore cluster (Derbeke-Nelginskaya ore zone)

RAVIL GANEEVICH SULTANAIEV, EKATERINA DMITRIEVNA CHIBISOVA, NIKOLAY VIKTOROVICH BONDARENKO, PAVEL VLADIMIROVICH SELIVANOV, MICHAIL VLADIMIROVICH BEREZNEV

The purpose of the work is devoted to characteristic features of native gold in orebodies with veinlet-disseminated quartz-sulfide mineralization at Tengkeleyskiy ore cluster (regions Hospoh, Rogovikovi, Galechniy). Much attention is given to defined stages allocation of formation of mineral association on this territory. Connection of mineral associations with different displays on fineness of this precious metal is established.

Key words: gold, mineral associations, Verkhoyano-Kolymskay orogen.

Дербеке-Нельгисинская рудная зона расположена в центральной части Яно-Индибирского мегасинклинария сегмента Верхояно-Колымской складчатой системы. Тенгкелийский рудный узел (рис. 1), выделенный в ней, включает рудные поля золоторудных проявлений Хоспох, Роговиковое, Галечное и ряд пунктов минерализации золота.

Эти проявления локализованы в эндо- и экзоконтактовых зонах нижнемелового Тенгкели-Галечного штока гранитоидов, прорывающего свод Хоспохской антиклинали, сложенной песчаниковыми породами ладинского и ааленского ярусов, метаморфизованными до амфибол-мусковитовых роговиков. Гидротермально-метасоматические изменения представлены пропилитизацией гранитоидов, турмалинитизацией в эндо- и экзоконтакте, золотокварцевыми и золотокварц-сульфидными жилами.

Отличительные признаки рудных полей Тенгкелийского узла — наличие систем сближенных зон дробления и кварцевых жил с развитием тонкого сульфидно-кварцевого прожилкования между ними и сульфидизация во вмещающих породах межжильного пространства. Все это позволяет рассматривать

такие зоны шириной 10—40 м и протяженностью до 500 м как линейные штокверковые зоны (Р.Г.Султанаев, 1997), с золоторедкометалльным оруденением и типичными гидротермальными минеральными ассоциациями. Результаты минералогического анализа шлихов протолок бороздовых, бортовых проб, характеризующие состав тяжелой фракции отдельных рудных тел месторождения, приведены в табл. 1.

Золото средней крупности размером 0,05–1,38 мм, цвет золотисто-желтый представлено в основном ксеноморфным золотом с комковидными, реже трещинно-прожилковыми выделениями. Комковидное чаще неокатанное, плохо окатанное с плотной центральной частью и угловатыми выступами окраин образует включения и прожилки в тетрадимите и теллурувисмутите. Преобладает в шлихах мелкое и очень мелкое золото размером 0,05–0,06–0,1–0,09 мм.

Шеелит белой, бесцветной, желтовато-белой окраски, иногда прозрачен. Очень редко наблюдаются золотины в сростках с шеелитом. Подобная гидротермальная минерализация участков Хоспох, Роговиковое и Галечное по исследованиям авторов сформировалась в 5 стадий.

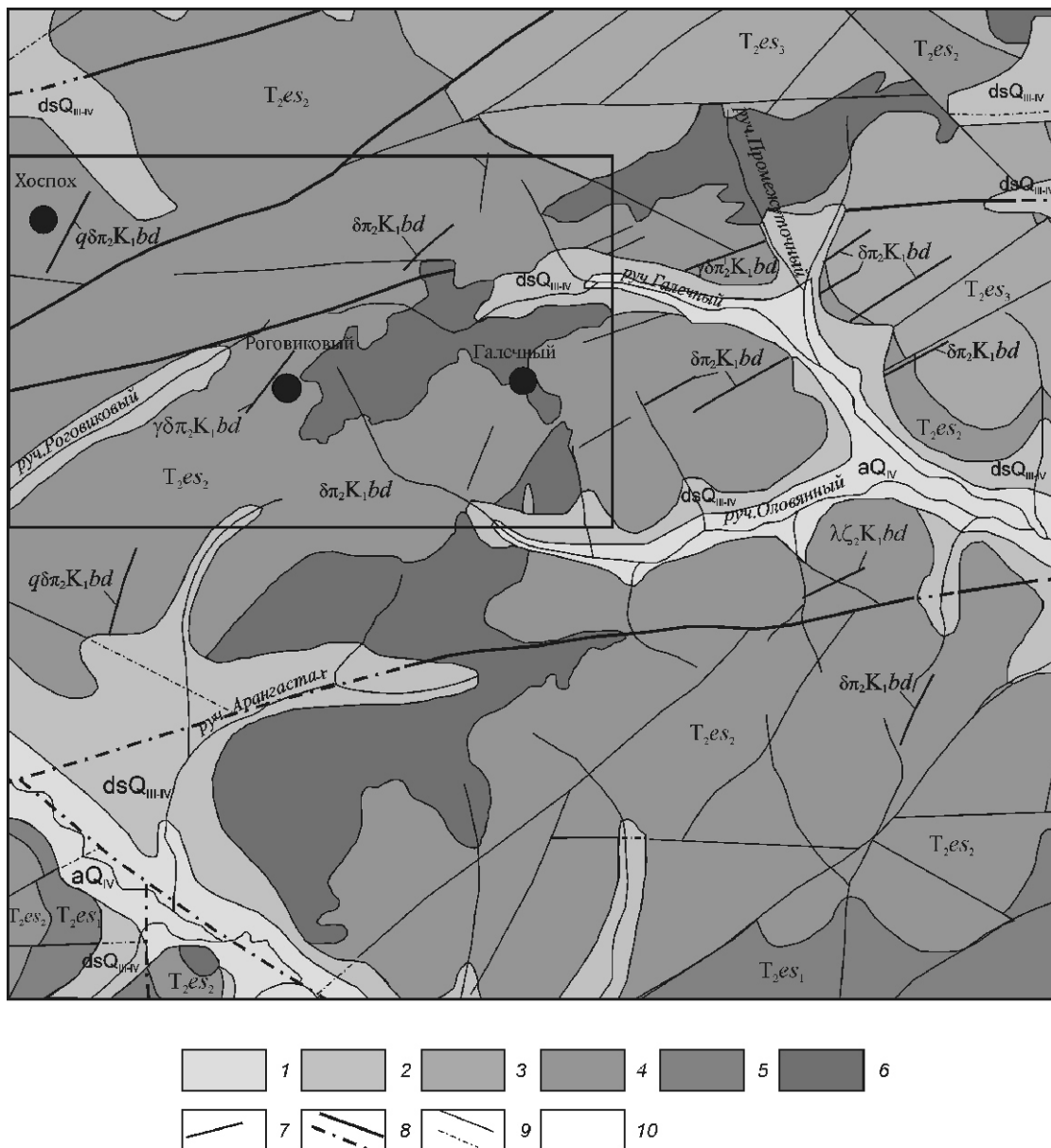


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Тенктейского рудного узла:

отложения различного возраста: 1 — аллювиальные галечники, валуны, гравий, пески, супеси пойм, русел и первой надпойменной террасы, озерно-болотные супеси, глины, растительный детрит aQ_{IV} ; 2 — верхнее звено неоплейстоцена — голоцена, делювиально-солифлюкционные суглинки, супеси, щебень, дресва, dsQ_{III-IV} ; 3 — верхняя, песчаники, алевритистые песчаники, алевролиты, T_2es_3 ; 4 — средняя, песчаники, алевролиты, алевритистые песчаники T_2es_2 ; 5 — нижняя, алевролиты, алевритистые песчаники, песчаники, T_2es_1 ; 6 — гранодиориты, ${}_2K_1bd$; 7 — жилы и дайки кварцевых диорит-порфиров, ${}_2K_1bd$, ${}_2K_1bd$, K_1bd ; разрывные нарушения: 8 — главные (а — установленные, б — предполагаемые под четвертичными отложениями), 9 — второстепенные (а — установленные, б — предполагаемые под четвертичными отложениями); 10 — месторождения и проявления золота

Первая наиболее ранняя стадия представлена кварц-турмалиновой ассоциацией, проявившейся в интенсивном развитии дорудных метасоматитов шерл-кварцевого состава с апатитом и шеелитом в виде аксессуаров, заместивших гранитоиды и терригенные породы эндоконтакта. Структура гранолепидобластовая, текстура полосчатая, прожилковая. Как правило, метасоматиты слагают жильно-про-

жилковые зоны в экзо- и эндоконтакте гранодиоритного массива Галечный.

Вторая стадия связана с телескопированием вольфрамит-кварцевой ассоциации в ассоциацию первой стадии. Вольфрамит в ассоциации с кварцем и турмалином (дравитом) замещает кварц-турмалиновую ассоциацию дорудного этапа. В этой ассоциации установлено тонкое самородное золото, содержание его в жи-

1. Результаты минералогического анализа протолочек бороздовых и бортовых проб месторождения Галечное

Минералы	Рудные тела; протолочки/бортовые пробы (масса шлиха в группе)			
	9; 401017 (2,408)	17; 404015 (2,46)	17; 405/1 (0,443)	9; 401/1 (0,704)
	Объемная масса, %			
Золото	200 знаков	6 знаков	1 знак	4 знака
Касситерит	0,49	—	Знаки	0,9
Вольфрамит	0,32	—	0,6	0,1
Шеелит	85,86	84,85	26,7	58,6
Пирит	0,29	0,28	Знаки	—
Арсенопирит	0,29	0,29	—	—
Галенит	0,25	0,29	—	—
Висмут	0,85	—	—	—
Висмутин	0,77	—	—	—
Тетрадимит	5,33	0,29	—	—
Теллуrowисмутит	0,6	0,56	—	—
Лимонит	0,29	0,28	Знаки	29,9
Карбонаты	0,3	0,29	—	—

лах 3,2—36,0 г/т (Р.Г.Султанаев, 1997). Оно обладает рядом типоморфных особенностей: по морфологии обычно достаточно крупные выделения (до 1,5 мм), иногда правильных очертаний, локализуются в мелких трещинах жильного кварца. Как правило, золото этого типа не дает сростаний с другими минералами и содержит до 4—5% Ag. Исследования закономерностей распределения золота и серебра в пределах отдельных золотин показывают их неравномерные распределения. Так, центральные части зерен более высокопробные по отношению к периферии. При этом наблюдается несколько пространственно сближенных центров с содержаниями Au 95—99%, что, скорее всего, объясняется наличием нескольких центров кристаллизации и свидетельствует о достаточно быстром протекании процесса (рис. 2, А). Таким образом, динамика процесса на этой стадии минералообразования представляется как быстрая кристаллизация золота различной пробы (750—990‰) с приуроченностью основной массы золотин к микротрещинам в жильном кварце.

Руды, содержащие золото этого типа, обладают массивной, прожилковой и вкрапленной текстурами, гипидиоморфнозернистой структурой и локализуются в основном на месторождении Галечное.

Третья стадия продуктивная и представлена золотоарсенопиритовой ассоциацией с самородным золотом и золотовисмут-кварцевой ассоциацией. Помимо главных минералов эта ассоциация содержит турмалин (дравит), апатит, реже золото и висмут.

Арсенопирит на рудопрооявлениях Хоспах и Роговиковый — надежный признак золота. Содержание золота в массивных арсенопиритовых рудах десятки—53 г/т (Р.Г.Султанаев, 1997). В микроколичествах установлено тонкое самородное золото в арсенопирите, развивающееся по трещинам в виде единичных зерен неправильной формы, или в виде тонких проволоочных агрегатов (размерность 0,1—0,3 мм.), как правило, наблюдаются сростания с игольчатыми выделениями арсенопирита. По результатам проведенных исследований пробность золота на участке Роговиковый колеблется в пределах 910—950‰, а на участке Хоспах — 772—952‰. Несомненный морфологический признак зерен золота этого типа — неоднородность его строения, которая наблюдается на всех найденных золотилах (20 выделений), и выражается в мозаично-блоковом строении каждого из индивидов, разделение отдельных блоков мозаики, а так же, скорее всего, повышение содержаний элементов-примесей в их краевых частях, о чем свидетельствует более светлая окраска, образует характерную микроструктуру, предположительно типоморфную для золота этого типа. На взгляд авторов, подобное микростроение золотин может свидетельствовать о пульсирующих изменениях условий кристаллизации золота данной стадии минералообразования.

Золотовисмут-кварцевая ассоциация последовательно сменяет предыдущую ассоциацию и также представлена в основном на рудопрооявлениях Хос-

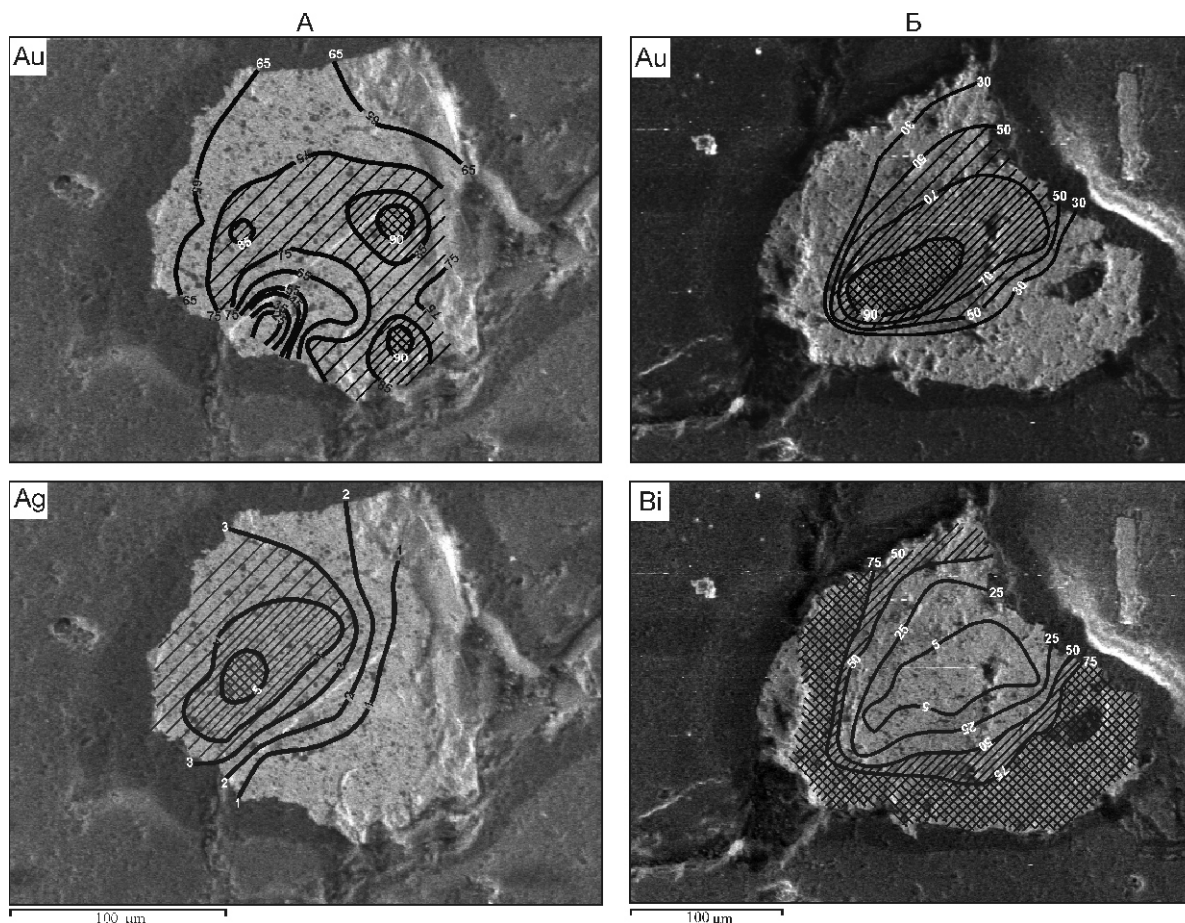


Рис. 2. Закономерности распределения золота и серебра (А) в зерне золота из месторождения Галечное, золота и висмута (Б) в зерне золота из проявления Роговиковый

пох и Роговиковый. Наиболее распространен в рудных телах этих проявлений кварц, подчиненное значение имеют турмалин и хлорид. В микроколичествах в данной парагенетической ассоциации установлено золото, висмутин, самородный висмут и телуриды висмута (табл. 2).

На участке Хоспох мелкие зерна самородного висмута часто находятся в сростании с висмутином и гёсситом встречаются в катаклазированном арсенопирите и позднем халькопирите. Для участка Роговиковый наиболее характерны выделения самородного висмута в кварце в ассоциации с высокопробным золотом, реже встречаются мелкие зерна по трещинам в арсенопирите. Золото представлено, как правило, зернами неправильной формы, нередко с острыми, зазубренными краями, размерность не выдержана и изменяется от 0,1 до 0,5 мм. Следует отметить, что большинство зерен золота этого типа находятся в рубашке из висмутина, самородного висмута (см. рис. 2, Б).

Исследования авторов публикации зависимостей распределения золота и висмута в пределах одного зерна показали, что центральные части имеют высокую пробность золота (Au 99, 17—92,2%), а в рубашке висмутовых минералов содержание золота не пре-

вышает 4—5%, в единичных анализах, иногда может быть примесь Ag до 6,1%.

Таким образом, предположительно кристаллизация протекала последовательно с выделением золота на начальных стадиях рудогенеза и висмутина с самородным висмутом на завершающих этапах процесса минералообразования. Следует отметить, что ксеноморфная форма выделения самородного висмута, выполнение им интерстиций между зернами более раннего кварца, свидетельствует о его кристаллизации из рудно-солевых растворов в условиях стесненного роста.

На основании проведенных исследований и обобщения данных, полученных предыдущими исследователями, представляется возможным выделить следующие типоморфные признаки золота этого типа оруденения: неправильная, остроугольная форма зерен, разноразмерность, наличие сростаний и рубашек висмутовых минералов, выдержанная высокая пробность, отражающие процесс последовательного осаждения золота, серебра и висмута из рудно-солевых растворов на температурном барьере. Для этой стадии минералообразования характерно преобладание прожилковой и вкрапленной текстуры, аллотриоморфнозернистой структуры руд.

2. Состав некоторых минералов висмута и теллура по данным микронзондового анализа

Анализы	Участок	Минерал	Результаты анализов, %					Сумма	Формула
			Bi	Te	Au	S	Другие элементы		
1	Хоспох	Самородный висмут	97,70	Не обн.	—	Не обн.	—	97,70	—
2		Гёссит	Не обн.	37,35	—	—	60,09 Ag	97,44	Ag _{1,90} Te _{1,8}
3		Самородный висмут	100,14	Не обн.	—	0,04	—	100,18	—
4		Висмутин	86,84	0,11	—	13,18	—	100,13	Bi ₂ S ₃ (29,7% Bi)
5		Висмутин	78,48	Не обн.	—	19,44	—	97,92	Bi _{1,9} S _{3,0}
6		Жозеит В	66,81	26,17	—	2,87	0,63 Pb	97,42	Bi _{3,26} Pb _{0,03} Te _{2,09} S _{0,91}
7		Жозеит В	66,35	25,64	—	3,08	0,63 Pb	95,70	Bi _{3,21} Pb _{0,05} Te _{2,03} S _{0,97}
8	Роговиковый	Самородный висмут	89,99	—	—	10,01	—	100,00	—
9		Висмутин	79,90	—	—	14,89	5,12 O	100,00	Bi ₂ S ₃ (8,28% Bi)
10		Хедлейит	74,49	20,29	—	—	—	100,00	Bi _{6,84} Te _{3,05}
11		Висмутин	79,97	—	7,37	12,37	—	100,00	Bi ₂ S ₃ (16,3% Bi)
12		Самородный висмут	91,39	—	4,18	—	4,43 O	100,00	—
13		Самородный висмут	82,42	—	—	—	17,58 O	100,00	—

Примечание. 1. Результаты анализов по участку Хоспох были взяты из работ 1980—1984 гг. Бургачанской поисково-съёмочной партии. 2. Анализы участка Роговиковый проводились на сканирующем электронном микроскопе на приборе Jeol Superprobe с аналитической приставкой Inka, аналитик М.А.Иванов.

Четвертая стадия представлена сфалерит-халькопирит-пирротин-кварцевой ассоциацией. В виде спорадической примеси отмечаются минералы висмута и реже самородного золота. Среди сульфидов наиболее распространен пирротин, ему подчинены (в порядке убывания и кристаллизации) халькопирит, сфалерит, галенит и спорадически блёклая руда. Текстура вкрапленная, гнездово-вкрапленная. Четвертая стадия характерна для периферии всех трех описываемых участков.

Пятая стадия представлена сульфидно-карбонатной ассоциацией, широко распространенной также на периферии рудных объектов. Галенит-сфалерит-карбонатные руды выполнения сопровождаются в околожильных измененных породах образованием мелких гнезд, тонких просечек и вкрапленностей карбонатов (кальцит, серицит).

В ассоциации с ранним кварцем и сидеритом образовались дисульфиды железа, замещающие халькопирит, сфалерит. Главная же масса галенита отлагается с более поздним кальцитом [3]. Текстуры гнездово-вкрапленная, вкрапленная и полосчатая.

Исходя из анализа геологического строения Тенгкелийского рудного узла и особенностей веществен-

ного состава руд участков Хоспох, Галечный, Роговиковый можно сделать следующие выводы:

1. На проявлениях и пунктах минерализации Тенгкелийского рудного узла проявлено до пяти золото-содержащих минеральных ассоциаций, которые образуют ряд геохимических парагенезисов (Au-W/Au-As/Au-Te/Au-Ag/Ag-Sb). Такая последовательность отложения закономерна, универсальна и характерна для большинства золоторудных месторождений мира [2]. Промышленный ресурс обычно определяют 2—3 минеральные ассоциации: для месторождения Галечный Au-W и в меньшей степени Au-As. Для слабо изученных проявления Роговиковый, по оценкам авторов Au-W/Au-As/Au-Te парагенезисы, а для участка Хоспох выделены (Au-As/Au-Te/Au-Ag) парагенезисы.

2. В пределах Тенгкелийского рудного узла с востока на запад возрастает значение все более поздних парагенезисов, а они находятся в зависимости от удаленности Тенгкели-Галечного штока гранитоидов, что напрямую связано с уровнем эрозионного среза.

3. Рекомендуются продолжение работ на данных объектах в связи с выявленной перспективностью участков на золоторедкометалльное оруденение.

Крупнотоннажное месторождение золота Делювиальное

ДМИТРИЙ НИКОЛАЕВИЧ ЗАДОРОЖНЫЙ, ОЛЕГ БОРИСОВИЧ РЫЖОВ, ВАСИЛИЙ ВАСИЛЬЕВИЧ АРИСТОВ (ФГУП ЦНИГРИ; 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, к.1; *e-mail*: blagmet@tsnigri.ru), РАВИЛЬ ГАНЕЕВИЧ СУЛТАНАЕВ (ОАО «Янгеология»; 678500, Республика Саха (Я), п.Батагай Верхоянского улуса, ул.Октябрьская, 6; *e-mail*: yangeol@bat.sakha.ru), НАТАЛИЯ ВЛАДИМИРОВНА ТИХОНОВА (ФГУП ЦНИГРИ; 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, к.1)

Рассмотрено геологическое строение золоторудного месторождения Делювиальное, представляющего собой новый для Адычанского рудно-россыпного района крупнотоннажный тип. Показано, что формирование залежей руд прожилково-вкрапленного типа происходило на разных этапах региональных сдвиговых деформаций. Выделены основные этапы и стадии минералообразования. Приведены результаты изотопно-геохимических исследований, свидетельствующие о гетерогенной природе рудообразующих флюидов.

Ключевые слова: золоторудные месторождения, рудоконтролирующие структуры, последовательность рудоотложения, рудообразующие флюиды.

The bulk-tonnage Deluvialnoe gold deposit

DMITRY NIKOLAEVICH ZADOROZHNY, OLEG BORISOVICH RYZHOV, VASILIIY VASILYEVICH ARISTOV, RAVIL GANEEVICH SULTANAEV, NATALIA VLADIMIROVNA TIKHONOVA

The geological structure of Deluvialnoe gold bulk-tonnage deposit is considered. It is shown that forming of vein-disseminated ores took place at different stages of regional shear deformations. Main mineral stages are distinguished. Results of isotopic-geochemical research indicating heterogeneous origin of mineral-forming fluids are given.

Key words: gold deposits, ore-controlling structures, ore-forming sequence, ore-forming fluids.

Месторождение Делювиальное расположено в пределах Адычанского рудно-россыпного района, входящего в состав Яно-Колымской золоторудной провинции. Начиная с 1945 г., в районе добыто из россыпей более 60 т Au, открыты многочисленные рудопроявления золота, перспективы большинства которых в настоящее время остаются неустановленными. По мнению Б.К.Михайлова [1], подобное соотношение запасов рудного и россыпного золота объясняется тем, что традиционному приоритету россыпной золотодобычи постоянно сопутствовал недостаток внимания к проведению поисковых работ на рудное золото, их ориентированность на выявление месторождений жильного типа с высококонцентрированным оруденением. Однако в результате многолетних работ таких объектов выявлено не было, а гигантское количество изученных кварцевожильных тел, несущих богатое золотое оруденение, так и не удалось организовать в компактные рудные поля с возможностью эффективного освоения.

Новый импульс в изучении золоторудных месторождений Адычанского рудно-россыпного района связан с поисковыми работами, ориентированными на выявление крупнотоннажных месторождений с нетрадиционными для региона жильно-прожилковым и прожилково-вкрапленным типами золотого оруденения. Возможность освоения подобных месторождений по схеме крупнообъемного объекта основана работами ЗАО «Полюс» на примере место-

рождений Кючюс и Наталкинское, что значительно расширяет круг потенциальных объектов такого рода на территории Восточной Якутии.

В последние годы, в результате проведенных поисково-ревизионных работ, выполненных ОАО «Янгеология» при научно-методическом сопровождении ЦНИГРИ в пределах Адычанского рудно-россыпного района выявлено крупное месторождение золота Делювиальное, прогнозные ресурсы которого оцениваются почти в 200 т. Месторождение известно с середины прошлого века как штокверковое. Однако попытки оценить штокверк, как правило, сталкивались со значительными трудностями, обусловленными высокими требованиями к рудам для подземной отработки и отсутствием возможности увязать обогащенные интервалы штокверка в промышленно значимые рудные тела. В настоящее время штокверк изучен многочисленными скважинами и канавами, что позволяет охарактеризовать его структуру, золотосодержание руд и обосновать возможность открытой отработки.

Структура месторождения. Региональная позиция месторождения определяется его положением в зоне Адыча-Тарынского разлома, разделяющего структуры, сформированные во внешней шельфовой зоне континентальной окраины Сибирской платформы, от структур, расположенных восточнее, образованных в более глубоководных частях морского бассейна [3]. Разлом трассируется в северо-западном на-

правлении более чем на 450 км в виде полосы шириной 20—40 км неоднократно деформированных пород триас-среднеюрского возраста. В геофизических полях Адыча-Тарынскому разлому соответствует цепочка линейных положительных гравитационных аномалий, которая, по мнению отдельных исследователей [2], указывает на его рифтогенную природу в структурах подстилающего кристаллического фундамента.

В бассейне р. Адыча разлом состоит из отдельных ветвей (Ирюнджинской, Сентачанской и др.) северо-западного простирания со сдвиговыми и взбросовыми перемещениями, ограничивающих тектонические пластины. Отмечается различное строение тектонических пластин (рис. 1), сложенных преимущественно глинистыми породами среднего и верхнего триаса, прорванными раннемеловыми телами гранитоидов (Ченкеленьинский и Ирюнджинский массивы). Между этими массивами в провисе надынtrizивной кровли локализуется штокверковая прожилково-вкрапленная минерализация, в пределах которой выделяют золоторудные зоны месторождения Делювиальное.

Структура штокверка определяется внутренним строением зоны Ирюнджинского разлома северо-западного простирания (320—340°). Зона разлома шириной 2—3 км состоит из серии сближенных параллельных субвертикальных разрывов, пересекающих широкий коробчатый свод Ченкеленьинской антиклинали (см. рис. 1). Пологое залегание пород в зоне разлома осложнено мелкой интенсивной складчатостью двух генераций. Складки первой генерации F_1 относятся к концентрическому типу и представлены как прямыми, слабонаклонными, так и лежащими изоклинальными формами. Простирание пологих шарниров b_1 и осевых поверхностей складок преимущественно северо-западное (см. рис. 1). Складки сопровождаются кливажем осевой плоскости субвертикального падения и пологими надвигами западной вергентности.

На складчатые структуры первой генерации наложены складки конической геометрии с шарнирами, погружающимися под разными углами (20—50°) преимущественно к юго-востоку. В отдельных случаях в полигонах ручьев Надежный и Делювиальный наблюдались складки шириной до 10 м с субвертикальными шарнирами. Образование этих складок связано с разнонаправленными сдвиговыми перемещениями вдоль разломов северо-западного простирания. Ранние правосдвиговые деформации сопровождались формированием Z-образных кулисных складок и образованием вдоль их осевых плоскостей новой генерации трещин кливажа северо-восточного простирания. Последующее раскрытие и минерализация этих трещин происходили в условиях левосдвиговых деформаций вдоль тех же разломов северо-западного простирания. В результате сформиро-

вались линейные зоны прожилкования северо-восточного направления протяженностью первые километры и мощностью десятки—сотни метров.

Зоны прожилкования состоят из серии маломощных (2—3 см, реже 5—15 см) крутопадающих на юго-восток (азимут 130—60—80°) прожилков, приуроченных к открытым прямолинейным трещинам (рис. 2, А). Вдоль стенок трещин установлены разнонаправленные тектонические перемещения, которые чередовались с периодами их раскрытия как трещин отрыва. В результате сформировались прожилки полистадийного строения, сложенные кварцем разных генераций: 1 — ранние — белым кварцем; 2 — с серым кварцем; 3 — поздние с арсенопиритом, реже пиритом, пирротинном, галенином, сфалеритом, халькопиритом (см. рис. 2, Б—Ж). Плотность прожилков составляет 1—7 на пог.м. Анализ массовых замеров прожилков указывает на их сходную ориентировку в различных частях месторождения.

Прожилки разделены участками интенсивно сульфидизированных вмещающих пород с вкрапленностью арсенопирита (до 3%) в виде кристаллов короткопризматической формы. Вокруг этих кристаллов во вмещающих породах часто отмечаются тонкие (до 0,5 мм) оторочки кварцевого, кварцево-слюдистого состава в виде кайм давления параллельно-шестоватого строения. Минеральный состав оторочек полностью тождествен составу вмещающих пород и сформирован при отрыве жестких кристаллов арсенопирита от матрицы пород. В образовавшихся микрополостях по границам кристаллов отлагался параллельно-шестоватый агрегат третьего рода, ориентированный параллельно растягивающим напряжениям. Иногда эти оторочки изогнуты и характеризуются асимметричным строением, что указывает на вращение кристаллов в результате сдвигового скольжения вдоль зон расщепления. При этом в отдельных зонах развивается кливаж пльчатости, по отношению к которому кристаллы арсенопирита являются докинематическими.

Новообразованные минералы контактово-метаморфических (биотит и кордиерит) и околорудных метасоматических изменений наложены на каймы давления и ориентированы как параллельно сланцеватости пород, так и беспорядочно по отношению к ней. Отмеченные структурные особенности свидетельствуют о формировании значительного объема прожилково-вкрапленной минерализации в процессе динамометаморфических преобразований пород, связанных со складчато-надвиговыми и правосдвиговыми деформациями, которые предшествовали внедрению раннемеловых массивов гранитоидов. Золотое оруденение парагенетически связано с гранитоидным магматизмом и является более поздним, наложенным в процессе левосдвиговых деформаций на прожилки и вкрапленность сульфидов гидротермально-метаморфогенного происхождения.

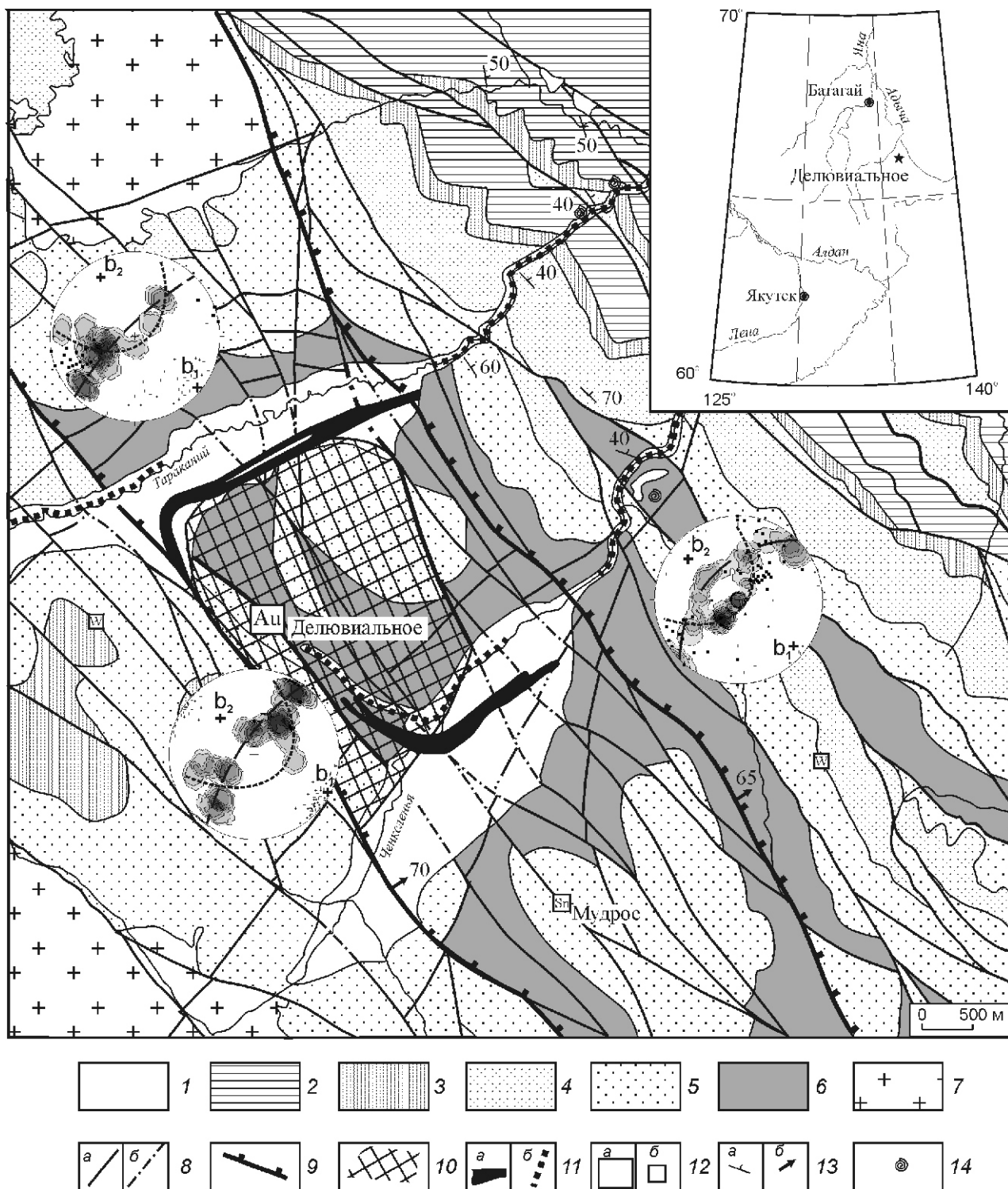


Рис. 1. Геологическое строение месторождения Делювиальное. Составитель А.Н.Вишнеvский, 1980:

1 — четвертичные отложения; породы верхнего триаса карнийского яруса: 2 — лоны *Neosirentes irregularis*, 3 — лоны *Protrachiceras seimkanense*; породы среднего триаса ладинского яруса: 4 — верхняя толща нижнего подъяруса, 5 — нижняя толща верхнего подъяруса, 6 — верхняя толща верхнего подъяруса; 7 — биотитовые граниты раннемелового интрузивного комплекса; 8 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 9 — рудоконтролирующая зона Иркутского разлома; 10 — контур развития штокерковых зон прожилково-вкрапленной минерализации; 11 — россыпи золота: а — погребенные, б — русловые; 12 — месторождения (а) и проявления (б) полезных ископаемых; 13 — элементы залегания: а — пород, б — сместителей разломов; 14 — места находок ископаемых остатков; на диаграммах: ориентировки слоистости (в изолиниях), полюсов прожилков (крестики) и кливажа (квадратики); пояса малого (пунктирная линия) и большого (точечная линия) круга, их рассчитанные шарниры: б₁ — складок первой генерации цилиндрической геометрии, б₂ — складок второй генерации конической геометрии; все построения выполнены на сетке Вульфа, верхняя полусфера

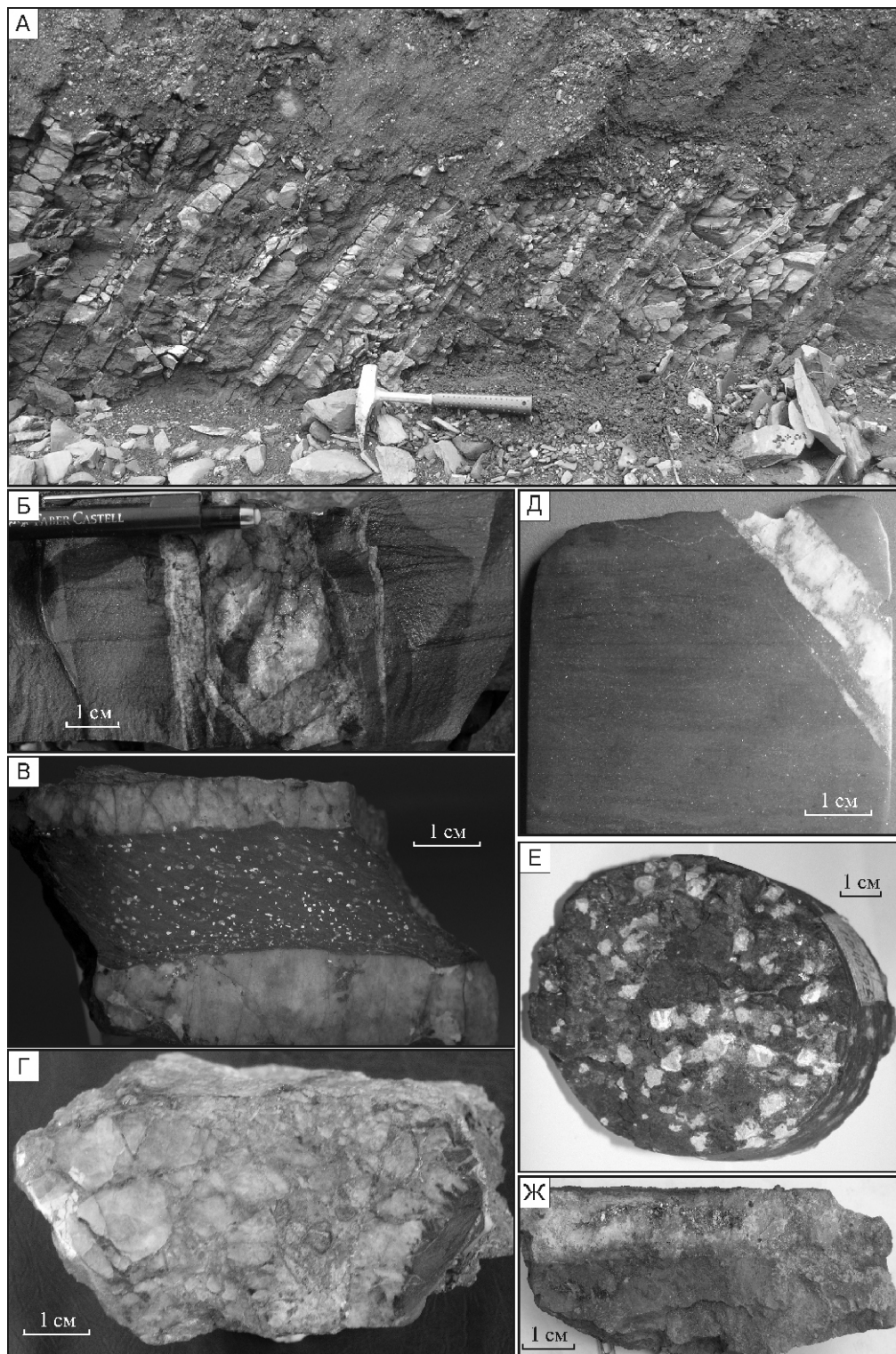


Рис. 2. Структура золоторудных зон прожилково-вкрапленной минерализации месторождения Делювиальное:

А — характер прожилкования в пределах линейного штокверка (левый борт руч.Делювиальный); Б — прожилки дорудного белого кварца телескопируются прожилками кварц-хлоритового состава (полигон руч.Тараканий); В — между прожилками кварц-хлорит-полевошпатового состава заключены интенсивно рассланцованные алевролиты с вкрапленностью арсенопирита; Г — жила брекчиевой текстуры: обломки белого полупрозрачного кварца цементируются тонкозернистым агрегатом кварц-скородит-лимонитового состава (полигон руч.Делювиальный); Д — алевролиты с прерывистыми прослоями песчанистого материала содержат равномерно рассеянную вкрапленность (до 1 мм) арсенопирита, халькопирита и галенита; сульфидизированная порода рассечена прожилком кварц-арсенопиритового состава (скв.47); Е — среди черных рассланцованных до глин алевролитов наблюдается вкрапленность арсенопирита (до 30—40%), замещенного агрегатом гипергенных минералов (скв.104); Ж — метасоматически наложенные гнезда галенита в прожилке кварц-хлоритового состава; галенит при этом замещает более ранний арсенопирит (полигон руч.Надежный)

Минеральный состав руд и последовательность рудоотложения. Последовательность минералообразования на месторождении Делювиальное установлена на основании: взаимоотношений минеральных агрегатов с интрузивными образованиями; характера и степени перекристаллизации минеральных агрегатов; изучения выделенных устойчивых минеральных парагенезисов и пересечения жил и прожилков различного состава; метасоматических замещений.

Процесс минералообразования на участке Делювиальный был разделен на четыре минералогических этапа, объединяющих десять стадий (см. таблицу). В эти этапы не включено формирование арсенопирита, вкрапленного во вмещающих породах.

К *первому синскладчатому этапу* относятся две стадии — *стадии белого и серого кварца*. Кварцевый агрегат обеих стадий интенсивно перекристаллизован.

Второй грейзеновый этап представлен четырьмя стадиями — кварц-биотитовая, кварц-касситерито-

вая, кварц-вольфрамитовая и кварц-хлоритовая. В отличие от жил этапа I кварц в образованиях этапа II не перекристаллизован. В *кварц-биотитовую стадию* формируются жилы и прожилки биотит-хлорит-полевошпат-кварцевого состава с пирротинном и халькопиритом. Следующими по времени образования являются прожилки и жилы (до 50 см) *кварц-касситеритовой стадии*. Максимально развиты жилы кварц-касситеритовой стадии на рудопроявлении Мудрое, в пределах выхода гранодиоритового массива и ближайшем его обрамлении. Касситерит в этих жилах отмечается только в пределах гранитов или вблизи их контактов. Непосредственно в зальбандах жил расположены мусковитовые оторочки мощностью до 7 мм. Одновременно с мусковитом отлагались кварц, незначительное количество турмалина и касситерит. Собственных жил и прожилков *кварц-вольфрамитовой стадии* не встречено. В эту стадию формируются многочисленные метасоматические кварцевые линзы и гнезда в пределах ранних кварце-

Схема последовательности минералообразования месторождения Делювиальное

Минералы	Этапы									
	I		II				III		IV	
	Стадии									
	Белый кварц	Серый кварц	Кварц-биотитовая	Кварц-касситеритовая	Кварц-вольфрамитовая	Кварц-хлоритовая	Гребенчатый кварц	Кварц-арсенопиритовая	Кварц-альбитовая	Золото-полиметаллическая
Кварц										
Рутил	—					—		—		
Пирит	—					—	—	—	—	—
Альбит			—		—				—	
Калишпат						—				
Хлорит	—		—	—		—			—	
Биотит			—							
Мусковит				—		—			—	
Касситерит				—						
Турмалин				—						
Пирротин			—					—		—
Халькопирит			—							—
Вольфрамит					—					
Шеелит					—					
Флюорит					—					
Fe-карбонат								—	—	
Кальцит					—				—	
Арсенопирит								—		—
Сфалерит										—
Галенит										—
Самородное золото										—

вых жил в терригенных породах. Гнезда сложены прозрачным или полупрозрачным кварцем, кислым плагиоклазом и крупным (до 10 мм) вольфрамитом. Иногда в этих гнездах отмечается зональный фиолетовый флюорит. К заключительной *кварц-хлоритовой стадии* грейзенового этапа относятся немногочисленные кварц-хлоритовые образования с примесью полевого шпата (предположительно калиевого), мусковита и редкого мелкого пирита, встречающиеся в терригенных породах. Они образуют метасоматические прожилки и линзы преимущественно в призальбандовых участках предшествующих жил и прожилков или линейную секущую вкрапленность мелких разрозненных выделений хлорита.

Третий этап минералообразования объединяет три стадии: стадию гребенчатого кварца, кварц-арсенопиритовую и кварц-полевошпатовую. В *стадию гребенчатого кварца* образовались прожилки и жилы (мощность до 40 см), часто брекчиевой текстуры, сложенные неперекристаллизованным молочно-белым гребенчатым кварцем. В призальбандовых участках жил и прожилков гребенчатого кварца местами встречается незначительное количество мелкого (0,5 мм) пирита. Минеральные агрегаты, сформированные в *кварц-арсенопиритовую стадию*, представлены тремя основными морфологическими разновидностями: немногочисленные кварц-арсенопиритовые прожилки (5—50 мм) с зоной геометрического отбора вдоль зальбандов; метасоматические гнезда и линзы в зонах дробления преимущественно в контактах предшествующих кварцевых жил; отдельные метакристаллы арсенопирита, наложенные на все предшествующие жильно-прожилковые минеральные образования. Количество арсенопирита, как правило, не превышает 1—2%, лишь местами увеличиваясь до 7%. Максимальное количество арсенопирита приурочено к зальбандам прожилков, хотя встречается он и в центральных частях. Размер отдельных его выделений изменяется от долей миллиметра до 10 мм. В отдельных участках вместе с арсенопиритом отмечается незначительное количество парagenного ему пирита и одновременного с ними пирротина. Иногда встречается более поздний пирротин, замещающий арсенопирит (рис. 3, А). В метасоматических образованиях арсенопирит значительно преобладает над парagenным ему кварцем. Его количество местами достигает 90%. Размер индивидуальных метасоматических монокристаллов арсенопирита 20—25 мм, они не имеют огранки. Одновременно с формированием кварц-арсенопиритовых прожилков, жил и метасоматических линз образуется вкрапленность арсенопирита во вмещающих породах. В отличие от эпигенетической вкрапленности арсенопирит мельче и отчетливо концентрируется вокруг прожилков. Количество вкрапленности местами 5—7%. В *кварц-полевошпатовую стадию* образуются редкие маломощные кварц-полевошпатовые

прожилки, пересекающие и кварц-арсенопиритовые прожилки, и все предшествующие жильно-прожилковые образования. Местами в зальбандах прожилков появляются мусковит, хлорит и редкие мелкие кристаллы пирита.

Четвертый этап представлен всей золоторудной минерализацией участка. В этом этапе выделяются две стадии: золотополиметаллическая и кварц-кальцитовая. В течение *золотополиметаллической стадии* образуется рассеянная золотополисульфидная минерализация, наложенная на все предшествующие жильно-прожилковые и метасоматические образования участка. В ее составе установлены самородное золото, арсенопирит, пирротин, сфалерит, галенит и халькопирит. Одновременно с рудными минералами отлагалось незначительное количество кварца. Рудные минералы этой стадии отлагались преимущественно метасоматическим путем при замещении более ранних кварцевых агрегатов. Они отмечаются главным образом в виде наложенной вкрапленности вдоль нарушенных зальбандов ранних жил и прожилков, в виде секущих пунктирных микропрожилков, а также в виде очень мелкой рассеянной вкрапленности в арсенопирите в предшествующих метасоматических арсенопиритовых линзах. Размер полисульфидных вкраплений в кварцевых прожилках местами достигает 1—2 мм (см. рис. 3, Б), а в ранних арсенопиритовых агрегатах он, как правило, не превышает первых десятых миллиметра. В аншлифах установлены выделения наложенного самородного золота в раннем арсенопирите (см. рис. 3, В) и золото в парagenезисе со сфалеритом. При этом интересно отметить, что встречаются случаи развития мелких золотин по границам чешуек раннего хлоритового агрегата совместно со сфалеритом (см. рис. 3, Г).

Самородное золото месторождения Делювиальное мелкое. Минимальный размер золота 0,02 мм, максимальный 1,6 мм. Средний размер в пробах изменяется от 0,1 до 0,9 мм. Среди морфологических разновидностей золота преобладают трещинные разновидности, обусловленные, вероятно, наложенным характером образования самородного золота: каркасное (цементационное) и пластинчатое. В несколько меньших количествах присутствуют комковидное и кристаллическое золото. Отмечается незначительное количество интерстициального и губчатого самородного золота. Иногда отмечается присутствие смешанных морфологических форм (гемиидиоморфное золото), представленное комбинацией трещинного золота с кристаллическим или комковидным. Преобладает самородное золото с шагреновой и гладкой поверхностью. Пористый характер поверхности наблюдается существенно реже. В изученных пробах иногда отмечается наличие сростков самородного золота с кварцем, гидрогетитом, галенитом и вмещающими породами. Цвет большинства золотин желтый, с незначительными вариациями. Пробность золота от 476 до

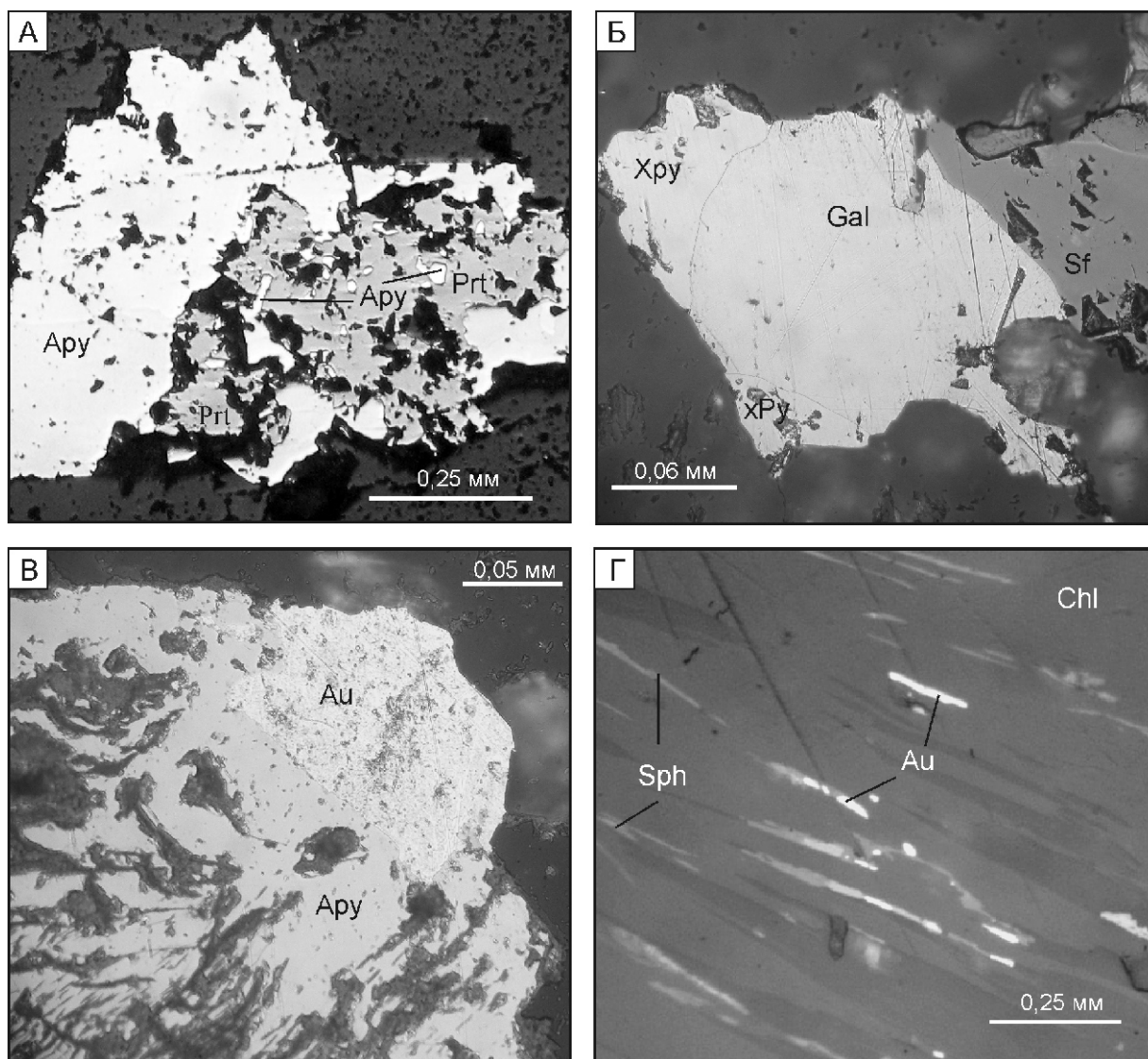


Рис. 3. Минеральный состав руд месторождения Делювиальное:

А — замещение арсенопирита пирротинном; в пирротине образуются мелкие хорошо ограненные кристаллы переотложженного арсенопирита; Б — халькопирит-галенит-сфалеритовый сросток золотополиметаллической стадии; В — самородное золото, наложенное на арсенопирит, частично замещенный скородитом; Г — метасоматическое развитие самородного золота и сфалерита по границам чешуек хлорита

871‰. В составе примесей наиболее широко изменяются содержания Hg 0,01—0,43%, в среднем 0,22% и Bi 0—0,33%, в среднем 0,07%.

Генетические особенности. Для выявления физико-химических параметров процесса рудообразования на месторождении Делювиальное были изучены изотопно-геохимические характеристики и состав газовой-жидких включений жильного кварца. Значения ^{18}O кварца изменяются от 12,6‰ на флангах до 15,4‰ в центральной части рудного поля. В этом же направлении происходит снижение максимальных температур гомогенизации ГЖВ 380—340 °C. Расчетный изотопный состав кислорода воды минералообразующих растворов заключен в интервале ^{18}O 7,5... 10‰. Близкими значениями ^{18}O 9,9...+10‰

характеризуются вмещающие алевриты. Этот факт указывает на вероятность изотопного обмена в системе вода—порода при околоматических температурах и позволяет предполагать, что жильный кварц был сформирован флюидами, поднимающимися из зоны контакта гранитного массива в период его становления.

По результатам криометрии и анализов водных вытяжек установлен Mg-Na-сульфатный состав минералообразующих растворов при практическом отсутствии хлор-иона и уголекислоты. Интересная особенность флюидных включений — повсеместное присутствие в них хлопьевидной непротрачивающей твердой нерастворимой фазы, занимающей от 1 до 90% объема вакуолей. Исследования показали, что

фаза представлена органическим веществом, которое по изотопному составу углерода не отличается от рассеянного органического вещества вмещающих терригенных пород ($^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ 23,9 0,1‰).

Наряду с газово-жидкими в кварце присутствуют газовые включения, заполненные смесью метана и азота околокритической плотности. Сильно изменяется CH_4/N_2 , включения гомогенизируются в жидкую, газовую и околокритическую фазы в интервале

145... 106 С. Давление при консервации газовых включений составляло 900—1200 МПа, что соответствует глубинам не менее 4 км.

Комплексный сравнительный анализ образцов кварца различной продуктивности показал, что золотоносный кварц отличается только повышенным содержанием метана (по данным газовой хроматографии с механическим вскрытием включений). Газовые включения в таком кварце содержат примесь H_2S (T плавления 98,5 С).

Выявленная закономерность позволяет предполагать большую роль плотного надкритического существенно метанового флюида в рудообразовании. Изотопный анализ показал, что метан включений существенно обогащен тяжелым изотопом ^{13}C по сравнению с органическим углеродом вмещающих терригенных пород: ^{13}C 17,9‰. Следовательно, источник рудообразующего флюида находился на более глубоких уровнях земной коры.

Конкреционный и метавкрапленный «фоновый» пирит пород среднего—верхнего триаса, изученный на ряде рудных полей провинции, характеризуется положительными значениями ^{34}S 3,6... 15,4‰. В пределах месторождения Делювиальное такой пирит мог служить наиболее вероятным источником серы ранних сульфидов вкрапленных руд (^{34}S 7,0... 7,3‰). Поздняя генерация золотоносного арсенопирита отличается пониженными значениями ^{34}S 5,2... 3,8‰, что указывает на вероятный привнос части серы рудообразующими флюидами.

В заключение данной публикации можно отметить, что в ходе поисковых работ, проведенных ОАО «Янгеология» на месторождении Делювиальное установлена мощная зона прожилково-вкрапленной минерализации шириной 600—1000 м, протяженностью не менее 3000 м, вертикальный размах 150 м. В пределах зоны локализованы рудные блоки изо-

метричной формы (в плане) 300 500 м со средним содержанием Au 1,5—2,5 г/т. Они включают короткие богатые жильные тела с содержаниями Au 10—30, иногда до 124,2 г/т, прожилки с рядовыми содержаниями Au 3—10 г/т, а также биотитизированные и грейзенизированные алевролиты с наложенной вкрапленностью сульфидов с содержаниями золота, не превышающими 0,4—0,8 г/т. В ореолах вкрапленности сульфидов преобладает арсенопирит. Содержания золота в арсенопиритах составляют до 200—600 г/т (по данным атомно-адсорбционного анализа). При существующих кондициях зоны развития вкрапленного арсенопирита не входят в рудные интервалы. Вовлечение этих зон в переработку может быть рентабельным при открытой схеме отработки месторождения.

Технологические исследования руд, проведенные в ЦНИГРИ на двух малообъемных пробах, отобранных на разных горизонтах месторождения, показали, что обогащение окисленных и первичных руд может успешно производиться по единой технологической схеме. Золото в рудах обеих проб аналогично по крупности и характеризуется размерами частиц 0,05—1,75 мм; по массе преобладают зерна средней крупности 0,2—0,5 мм. По данным фазового анализа проб основная массовая доля Au 41—46% находится в свободной форме; 43,7% — в полураскрытой сростковой форме и 10—15% не раскрывается и тонко ассоциирует в сульфидах и вмещающих породах. Наиболее приемлемая схема извлечения золота для месторождения — сочетание процессов гравитационного обогащения и последующего сорбционного цианирования хвостов гравитации. Извлечение золота ожидается в товарный продукт — сплав Доре Au 76—96%, Ag до 84%.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Михайлов Б.К., Вартамян С.С., Аристов В.В. и др. Минерально-сырьевые основы новых горнорудных центров Российской Федерации // Отечественная геология. № 3. 2007. С. 14—42.
2. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. — Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 2005.
3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.

Особенности геологического строения и типоморфизм золота месторождения Полярник (Полярниковский рудно-россыпной узел)

НИКОЛАЙ ВИКТОРОВИЧ БОНДАРЕНКО (Российский государственный геологоразведочный университет им.С.Орджоникидзе; 117997, г.Москва, ул.Миклухо-Маклая, д.23), РАВИЛЬ ГАНЕЕВИЧ СУЛТАНАЕВ (ОАО «Янгеология»; 678500, Республика Саха (Я), п.Батагай Верхоянского улуса, ул.Октябрьская, 6; e-mail: yangeo@bat.sakha.ru), ИРИНА АНАТОЛЬЕВНА ГВОЗДЕВА, ПАВЕЛ ВЛАДИМИРОВИЧ СЕЛИВАНОВ (Российский государственный геологоразведочный университет им.С.Орджоникидзе; 117997, г.Москва, ул.Миклухо-Маклая, д.23)

Приведены характеристики месторождения с крупнообъемным золотым оруденением штокверкового типа, генетически увязывающиеся с крупными россыпями золота (отработанные) в бассейне ручьев Полярник—Крутой. Оруденение локализовано в линейных зонах кварцевого прожилкования в сульфидизированной толще терригенных пород. Рассмотрены четыре морфологических типа золота и особенности его распределения.

Ключевые слова: штокверк, золото, сульфидизированные породы, крупнообъемное золотое оруденение, морфология золота.

Features of a geological structure and typemorphism gold of a deposit Polyarnik (Polyarnikovskiy ore-placer cluster)

NIKOLAY VIKTOROVICH BONDARENKO, RAVIL GANEEVICH SULTANAEV, IRINA ANATOLYEVNA GVOZDEVA, PAVEL VLADIMIROVICH SELIVANOV

In the presented work characteristics of a deposit with bigsize gold mineralization of the network type, genetically coordinating with large placers gold (fulfilled) in pool streams Polyarnik—Krutoy are resulted. Ore mineralization is localized in linear zones of quartz veinlet in sulfide stratum of terrigenous sediments. Four morphological types of gold and feature of its distribution are examined.

Key words: network, gold, sulphide rocks, bigsize gold mineralization, morphology of gold.

Первые сведения о рудном золоте относятся к 1959 г., когда в результате канавных работ на водоразделе ручьев Полярник и Крутой вскрыто несколько зон кварцевого прожилкования и ряд одиночных жил и прожилков. Содержание золота в них составляло от следов до 3 г/т, в одной пробе 12,4 г/т на интервал 0,4 м. Во вмещающих породах содержание золота определялось от следов до 0,5 г/т, редко до 5 г/т. Для заверки аномалий в юго-западной части участка были пройдены две магистральные канавы, опробованные на всю длину метровыми секциями. В результате по канавам выделены 6 интервалов длиной 1—15 м, со средним содержанием Au 0,5—1,5 г/т. Большинство бороздовых проб в этих интервалах показали содержание Au 0,2—10,7 г/т. Наибольшие концентрации золота приурочены к участкам совмещенных геохимических аномалий Ag, Zn, As и Au. В отдельных бороздовых пробах установлены содержания Ag до 450 г/т, As, Zn 1%, W₃O до 0,3%, повышенные концентрации Pb, Bi, In, Nb, Sn.

На площади рудного поля в 2008—2009 гг. проведен комплекс геологических исследований, включающий поисковые маршруты, специализированные исследования, площадное геохимическое опробование, магнитную съемку масштаба 1:10 000, геофизи-

ческие исследования скважин, проходку поверхностных горных выработок и бурение скважин КБ.

В результате оперативной обработки всего фактического материала, на данной стадии изученности завершена перспективная оценка Полярниковского рудного поля с локализацией прогнозных ресурсов золота категорий P₁ и P₂.

Структура рудного поля. Рудное поле месторождения Полярник приурочено к широкому коробчатому своду антиклинали, охватывающей водораздельную часть ручьев Крутой—Полярник (рис. 1). Площадь порядка 4,6 км² сложена существенно глинистыми отложениями верхней толщи нижнеладинского возраста. Породы, представленные алевритами, песчанистыми алевритами, аргиллитами большей частью метаморфизированы до мусковит-роговиковой фации с четко выраженной зональностью, выражающейся в смене кордиеритовой субфации хлорит-карбонатной и хлорит-серицитовой в юго-западном направлении. По элементному составу породы толщи относятся к высокоуглеродным, аналогичны Куларо-Нерской черносланцевой толще.

Интрузивные образования представлены: нескрытым массивом раннемеловых гранитоидов в бассейне руч.Полярник; дайки в пределах участка не установ-

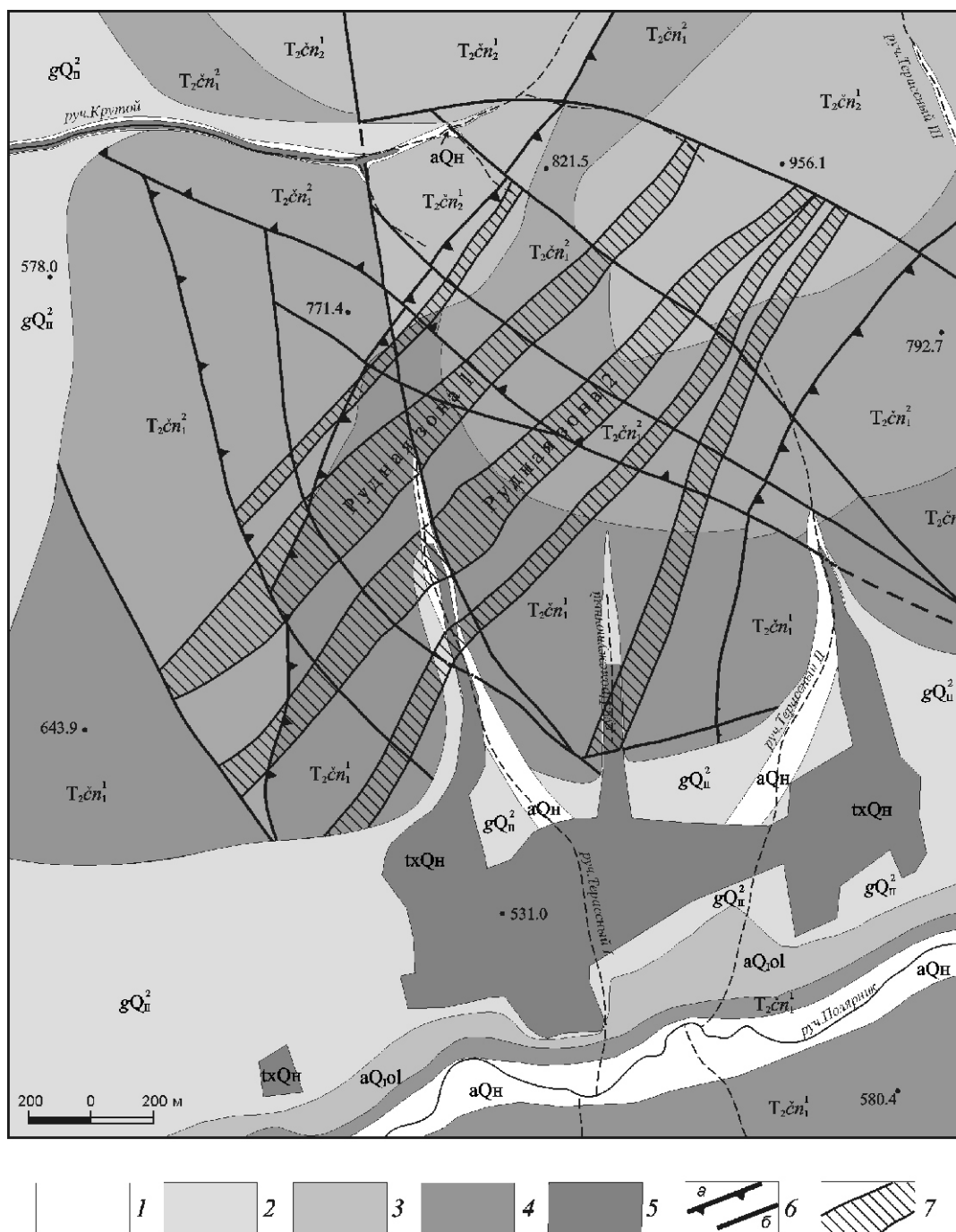


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Полярниковского рудного узла:

1 — современные аллювиальные галечники, пески, илы, аQн; 2 — среднечетвертичные водно-ледниковые галечники, гравий, пески, gQn²; 3 — нижнечетвертичные аллювиальные пески, галечники, валуны, aQol; 4 — Ченкельинская свита, алевролиты, песчанистые алевропелиты, T₂cn; 5 — карьеры отработанных россыпей; 6 — тектонические разрывы: а — взбросо-сдвиги структурообразующие, б — разломы; 7 — линейные штокверковые рудные зоны с кварцево-прожилковой и сульфидной вкрапленной минерализацией

лены; за пределами площади (бассейн руч.Перекальный) отмечаются лишь серии позднеюрских даек диорит-порфиров.

В районе среди развитых рыхлых отложений, наблюдается широкий спектр кайнозойских образований: от палеогеновых глинистых кор выветривания и неогеновых галечников с суглинками (в основании

внутригорных впадин и погребенных тальвегов) до современных аллювиальных песчано-галечных (в долинах водотоков) и элювиально-склоновых глыбово-щебнисто-дресвяных.

Терригенный комплекс района разбит большим количеством тектонических нарушений, среди которых выделяются две основные системы северо-восточно-

го и северо-западного простираения. Наиболее крупные и выдержанные по протяженности северо-западные разломы, прослеживающиеся по руч. Террасный I, II, III, трансформировались в более позднее время в сбросо-сдвиги предположительно левостороннего характера. Северо-восточное простираение и минерализованные зоны дробления — составная часть Няньдельгинской системы разломов. Сопровождаются они густой сетью оперяющих и кулисообразных трещин, обусловивших проникновение многочисленных прожилков и отдельных жил (до 1 м) в основном кварцевого состава.

Наличие двух систем разломов и сопровождающая их трещиноватость пород предопределили визуально наблюдающиеся в канавах и керне скважин две основные системы кварцевых жил и прожилков: одна северо-восточного простираения (20—40°), формирующая мощные (до 40—61 м) линейные зоны кварцевого прожилкования, несущие золотомышьяковое оруденение; другая — аналогичная по составу, разноориентированная сеть прожилков в пластовых тектонических пластинах терригенных пород. В совокупности эти две системы формируют в водораздельной части ручьев Крутой—Полярник золоторудный штокверк площадью 1,4–2,5 км².

Золотое оруденение приурочено к разрывным структурам северо-восточного простираения на участках сопряжения с северо-западными разломами и локализовано в жилах и прожилках хлорит-кварцевого, серицит-кварцевого составов. Простираение жил преимущественно северо-восточное (15—50°), реже субмеридиональное (340°), углы падения крутые (55—90°) на северо-запад (290—310°). Удельная плотность прожилков изменяется от 0,1 до 15 на 1 пог.м. Мощность их от нитевидных до 5 см, реже 10—20 см. Отдельные жилы имеют раздувы мощностью до 1,5 м. Помимо кварца в значительных количествах присутствует хлорит, мусковит, реже железистый карбонат, кальцит. Из сульфидов доминирует арсенопирит. Спорадически встречаются галенит, пирит.

Сульфидизация вмещающих пород отличается преимущественным распространением вкрапленности арсенопирита над пиритом и отмечается в непосредственной близости от кварцевых жил и прожилков. В целом же вкрапленная сульфидизация вмещающих пород незначительная.

Отличительная особенность жильно-прожилковых образований штокверка — полное отсутствие моно-кварцевых жил и прожилков. В выработках и маршрутных пересечениях площади участка даже в тонких (0,5 см) прожилках наблюдаются полиминеральные агрегаты кварца, что свидетельствует о длительности тектонического процесса и минералообразования.

Ведущим полезным ископаемым рассматриваемой территории, имеющим промышленное значение, яв-

ляется золото, локализованное в коренных объектах золотокварцевой малосульфидной формации в россыпях, связанных с ними.

В процессе комплекса работ выявлены следующие основные геологические характеристики:

определены основные морфологические типы золотого оруденения — линейные штокверковые зоны и пластовые штокверки — перспективные на крупно-объемное золотое оруденение;

локализованы геологические объекты для прогнозной оценки ресурсов категории Р₁;

установлена связь оруденения с жилами и прожилками, сконцентрированными в линейных зонах и определенном литологическом горизонте;

уточнены основные структуры рудного поля, обусловленные наличием двух взаимно пересекающихся систем разломов северо-восточного и северо-западного простираения, сопровождающихся густой сетью трещин обусловивших линейно-блоковое строение и высокую проницаемость осадочных пород.

На площади рудного поля в пределах Центрального и Северо-Восточного блоков золотое оруденение локализовано в двух морфологических типах жильно-прожилковой минерализации (см. рис. 1): 1) линейные штокверковые зоны протяженностью 2 км, мощностью десятки—сотни метров с интенсивным кварц-сульфидным прожилкованием; 2) пластовые штокверки мощностью до 200 м с аналогичным по составу прожилкованием, установленным по результатам штучного и геохимического опробования. Этот тип в настоящем разделе не рассматривается и не оценивается.

Первый тип представлен двумя мощными зонами трещиноватости и сульфидно-кварцевого прожилкования северо-восточного простираения (40—50°): 1) северо-западная и 2) юго-восточная. Обе зоны относительно параллельны друг другу, падение северо-западное (50—60°). В их пределах опробованием выделены 1—2 рудных тела с кондиционными параметрами (РТ 1, 2, 3, 4 и 5).

Оценка прогнозных ресурсов рудного золота по рудным штокверкам участка Полярник произведена на базе данных по горным и буровым работам, на основании оценочных параметров, принятых для объектов со сходными геологическими особенностями, внутренним строением, а также данных минерального состава руд.

Подобным объектом представляется штокверковое месторождение золота Наталкинское (Магаданская область), где по ряду признаков аналогичный объект успешно эксплуатируется золотодобывающей компанией «Поллюс».

По расчетам прогнозные ресурсы рудного золота по пяти рудным телам месторождения Полярник оцениваются по категориям Р₁ Р₂ в 68 т при среднем содержании Au 1,48 г/т и средней мощности 7,2 м.

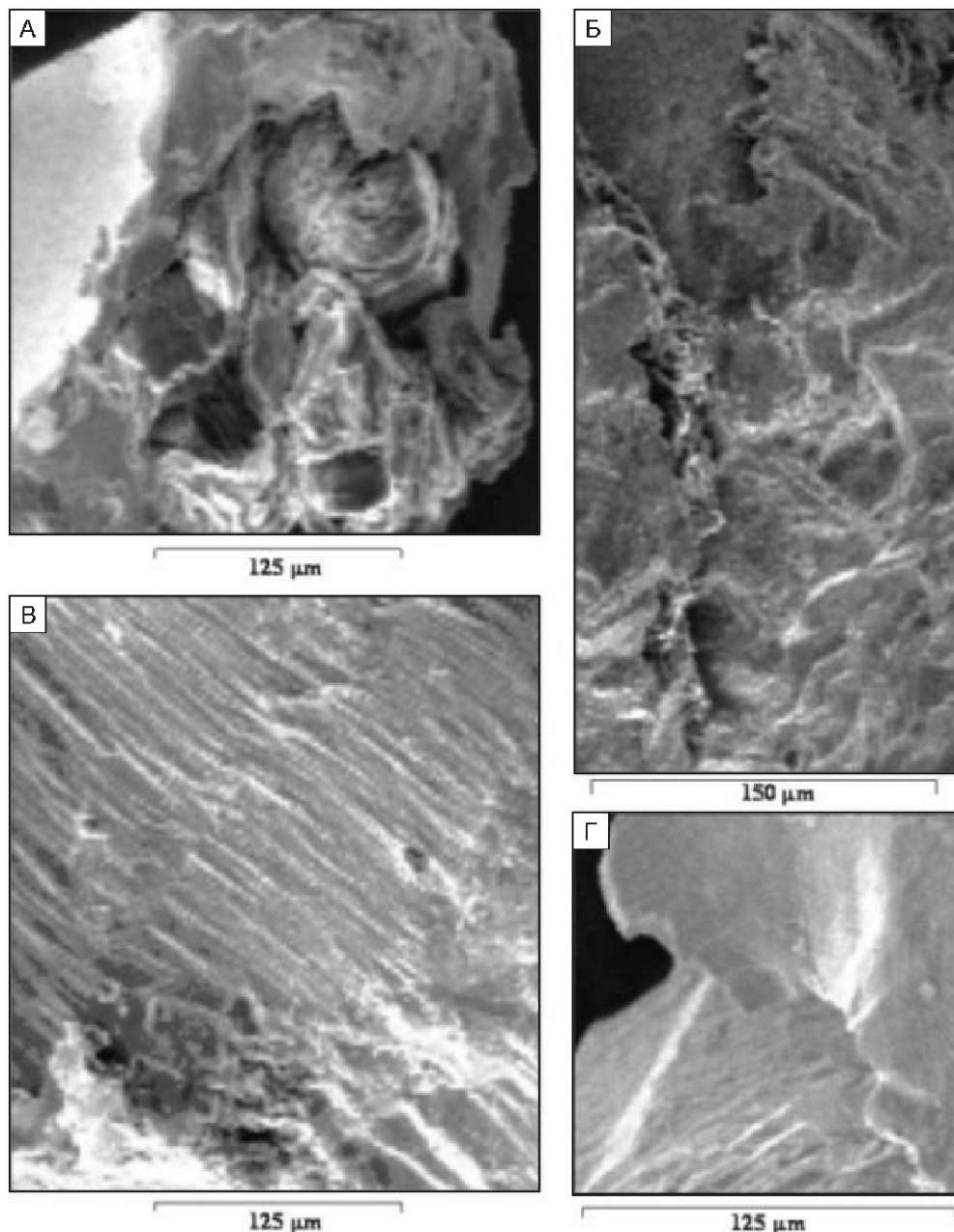


Рис. 2. Золото различных морфологических типов:

А — комковатое, Б — дендритоидное, В — интерстициальное, Г — пластинчатое

Помимо оцененных линейно-штокверковых зон в центральной части рудного поля выделено еще 3 аналогичные зоны, обоснованные данными протоочно-го, штуфного и геохимического опробования. В рудах месторождения по морфологии выделено 4 типа золота [2]: 1) интерстициальное золото уплощенной формы, часто наблюдается линейно ориентированная штриховка (рис. 2, В). Такая штриховка часто ориентирована в одном направлении в двух разных зернах, что свидетельствует о том, что она является слепком поверхности другого минерала, очевидно граней призм кварца, с которым золото находится в сростании [1]. Зерна зональны, содержание Au из-

меняется в пределах 66—72%, снижаясь от центра к периферии. Содержания Ag 28—30%. При изучении зональности обнаруживается, что зерна имеют несколько центров кристаллизации, т.е. представляют собой сростки; 2) пластинчатое золото (см. рис. 2, Г). На гранях часто наблюдаются структуры роста треугольных очертаний — грань 111. Зерна зональны, содержания золота и серебра снижаются от центра к периферии, соответственно увеличивается содержание меди (рис. 3)*. Содержания Au колеблются в пределах 67—74%, Ag 20—26%. Медь отсутствует в центральных частях, возрастает к периферии до 10%. Зерна так же как и в типе 1 часто имеют несколько центров кристаллизации; 3) комковатое и губчатое золото (см. рис. 2, А) находится в сростках с интерстициальным и пластинчатым золотом. В отличие от прочих типов оно не зонально и содержит наибольшее количество меди. Содержание в исследованном образце Au 63%, Ag 27%, Cu 10%; 4) дендритоидное золото (см. рис. 2, Б) нарастает в виде поздних генераций на пластинчатое золото.

Процентный химический состав не установлен.

На диаграмме Ag/Au (рис. 4) интерстициальное и пластинчатое золото четко ложится на одну линию тренда и, следовательно, должно быть объединено в одну генерацию, что подчеркивается схожим характером зональности и наличием множества центров кристаллизации. Это является следствием быстрого осаждения золота при высокой скорости нуклеации. Известно, что содержание серебра, как правило, воз-

*Для рисунков 3 и 4 анализы выполнены энергодисперсионным анализатором INCA, аналитик М.А.Иванов.

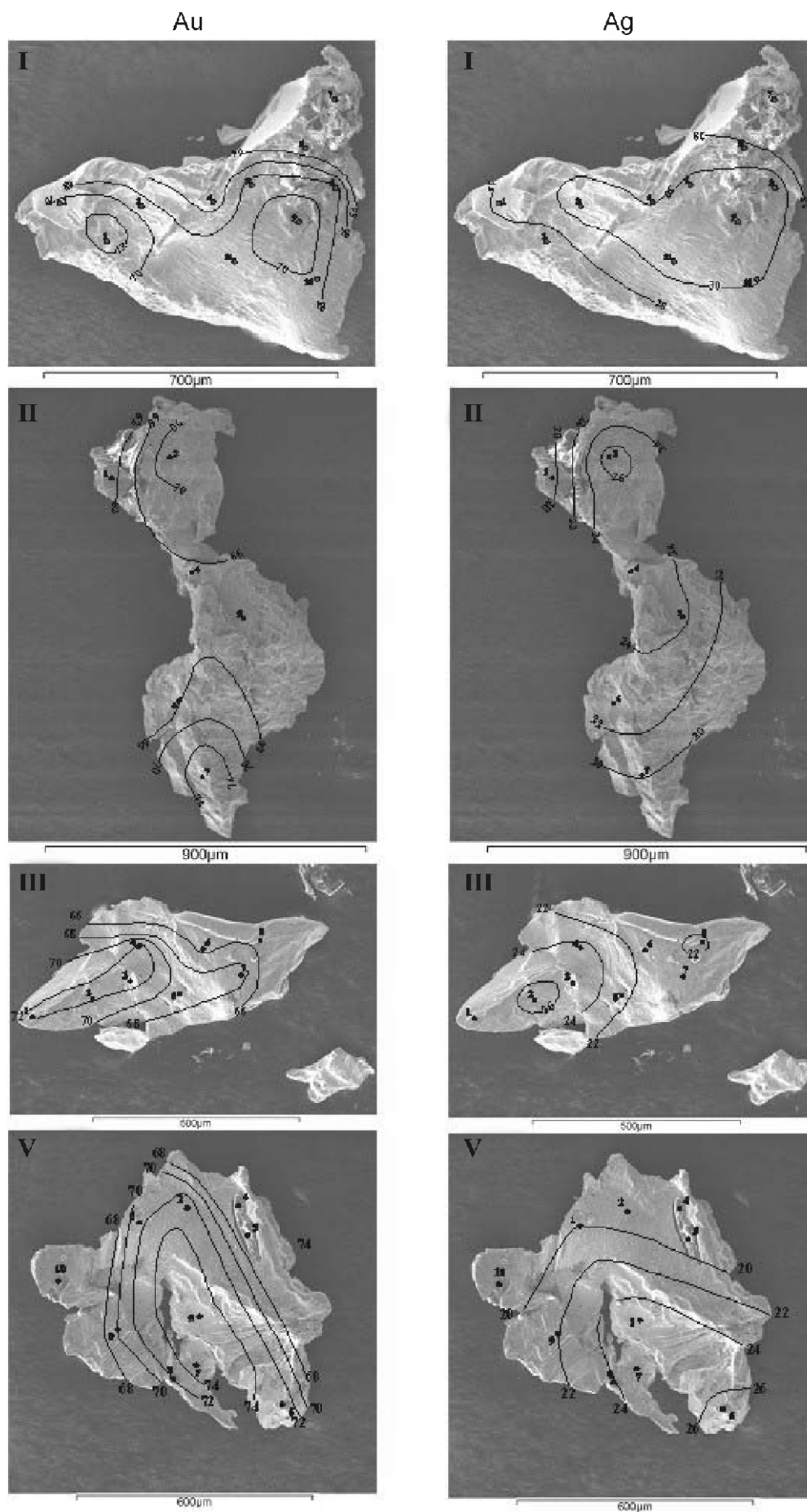


Рис. 3. Особенности распределения золота и серебра в разных золотилах участка Полярник

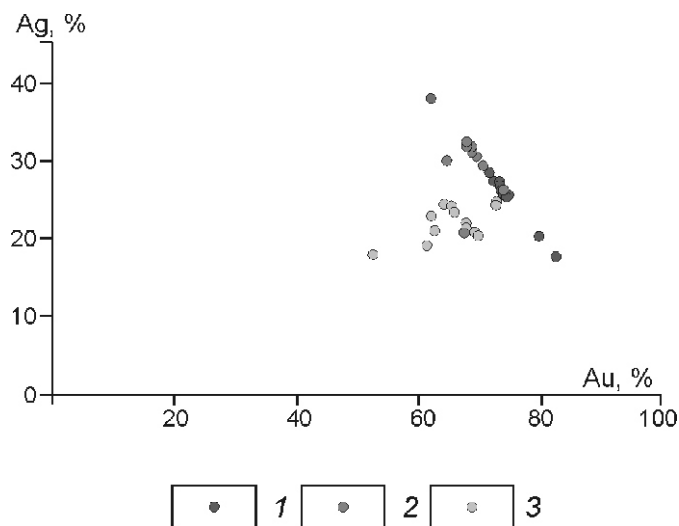


Рис. 4. Зависимость содержаний золота и серебра в золоти́нах участка Полярник:

золото: 1 — пластинчатое, 2 — интерстициальное, 3 — комковатое

растает к периферии зерен и от ранних генераций к поздним, при сокращении содержания золота. Именно так выражается геохимическая зональность, обусловленная фракционированием золота и серебра в гидротермальном процессе в результате их различной мобильности. В описанных же образцах характер распределения серебра диаметрально противоположный: его содержание убывает вместе с золотом. Из этого следует, что существенного фракционирования золота и серебра не происходило — в образовании золоти́н золото и серебро участвуют в долях, пропорциональных их содержанию в рудообразующем растворе. Такое необычное поведение золота и серебра

было, очевидно, вызвано сильным геохимическим барьером. На это же указывают высокие скорости кристаллизации золоти́н. Роль такого барьера может выполнять совместное влияние восстановительной способности вмещающих толщ и быстрого охлаждения растворов при прохождении через сеть мелких трещин.

Комковатое золото, как правило, нарастает на пластинчатое в виде поздней генерации (см. рис. 3, I), но также может и цементироваться последним, что подчеркивает процессы телескопирования. На диаграмме состава оно четко обособленно от пластинчатого и интерстициального золота. Особенности генезиса неясны, возможно, оно образовалось в результате освобождения золота из сульфидов, например, пирита.

На основании материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Полученные результаты являются новым шагом в изучении руд Полярниковского узла и хорошо согласуются с данными о геологическом строении рудопроявления.

2. Информация о типоморфизме золота позволяет соотносить россыпные объекты с коренными источниками Полярниковского рудно-россыпного узла, а также может лечь в основу последующих минералого-геохимических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания / Под ред. А.Г.Бетехнина. —М.: Изд-во иностранной литературы, 1962.
2. Типоморфизм минералов. Справочник / Под ред. Л.В.Чернышевой. —М.: Недра, 1989.
3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.

Особенности строения стержневых жил золотокварцевого типа участка Туманный Адыча-Тарынской рудной зоны

НИКОЛАЙ ВИКТОРОВИЧ БОНДАРЕНКО (Российский государственный геологоразведочный университет им.С.Орджоникидзе; 117997, г.Москва, ул.Миклухо-Маклая, д.23; e-mail: NicolasBond@yandex.ru), АЛЕКСАНДР ГРИГОРЬЕВИЧ БАРКАЛОВ (ОАО «Янгеология»; 678500, Республика Саха (Я), п.Батагай Верхоянского улуса, ул.Октябрьская, 6; e-mail: yangeol@bat.sakha.ru), ИРИНА АНАТОЛЬЕВНА ГВОЗДЕВА, ПАВЕЛ ВЛАДИМИРОВИЧ СЕЛИВАНОВ (Российский государственный геологоразведочный университет им.С.Орджоникидзе; 117997, г.Москва, ул.Миклухо-Маклая, д.23)

Дана геолого-структурная позиция проявления Туманный и геологическое описание стержневых кварцевых жил минерализованных зон. Отражена взаимосвязь тектонических нарушений с рудоносностью и морфологией рудных тел. Представлена предположительная модель образования жильных объектов рудопроявления.

Ключевые слова: стержневая жила, минерализованная зона, золото, тектонические структуры.

Features of a structure of rod veins gold-quartz of type of a site Tumannei Adycha-Tarynsk ore zone

NIKOLAY VIKTOROVICH BONDARENKO, ALEKSANDR GRIGORYEVICH BARKALOV, IRINA ANATOLYEVNA GVOZDEVA, PAVEL VLADIMIROVICH SELIVANOV

Geological and structural position of the appearance of Tumannei and geological description of the quartz veins stem mineralization zones is given. The relationship between tectonic and morphology of ore bodies is reflected. A tentative model for the formation of vein ore objects is given.

Key words: quartz veins stem, the mineralized zone, gold, tectonic structure.

В региональном плане рассматриваемая территория приурочена к центральной части Адычанской золотоносной зоны и входит в состав Верхояно-Колымской металлогенической провинции, представляющей собой западную ветвь Тихоокеанского рудного пояса.

К зоне приурочено большинство проявлений золота, сурьмы, серебра, россыпей золота. В пределах территории золотоносная зона охватывает юго-восточный фланг Кулар-Нерского черносланцевого пояса, зону сочленения поперечного Нолучинского тектономагматического ряда, фронтальную часть Чаркы-Индибирского надвига и территорию между пассивной и активной окраинами Сибирского континента. Границы условно контролируются чешуями Чаркы-Индибирского надвига и системами разломов глубокого заложения северо-западного простирания [5].

Исследованиями, проведенными ранее [3], в пределах Джолокагского рудного района обнаружены одно среднее и одно мелкое золотосурьмяные месторождения (Ган-Андреевское, Аулачан); три мелких золотых месторождения (Учуй, Джайбинское, Дарпир); ряд россыпных месторождений (Ягыл, Юнкан, Искра, Ванин, Буюк); многочисленные проявления и пункты минерализации россыпного и рудного золота, серебра и сурьмы, которые к настоящему времени слабо изучены по различным причинам и заслужива-

ют постановки более детальных поисковых и поисково-оценочных работ.

Вмещающие осадочные породы представлены темноцветными, обогащенными углистым веществом (до 3%), в разной степени сульфидизированными алевролитами, аргиллитами и песчаниками верхнего триаса, в подчиненном количестве присутствуют линзы и прослои внутриформационных конгломератов и гравелитов, известковистых разностей алевролитов и песчаников. По фронту Чаркы-Индибирского надвига прослеживаются пачки олистостромовых образований, переработанных в тектонический меланж. Осадочные породы несут следы регионального метабазита динамотермального метаморфизма зеленосланцевой фации; вблизи интрузивных тел термально изменены и образуют зону контактового метаморфизма. Породы интенсивно перемяты в мелкие изоклинальные и сложной формы складки, разбитые на отдельные блоки, пластины и чешуи.

На всей территории Джолокагского рудного района среди милонитов и тектонитов встречаются секущие кварцевые жилы [1, 2]. В зальбандах жильных образований отмечаются ореолы пирит-арсенопиритовой вкрапленности мощностью до 5 м, с содержанием сульфидов в породе 3—7%, сопровождаемая жилы на всем протяжении, придавая им стержневой облик. Кварцевые жилы встречаются как в самих минерали-

зованных зонах, так и в промежутке между ними, нередко на некотором удалении от них как со стороны лежащего, так и со стороны висячего контакта.

Одно из наиболее изученных рудных объектов данного типа — рудопоявление Туманный-1, расположенное в пределах Аулачанского рудно-россыпного узла.

Рудопоявление находится в Аулачан-Старательской подзоне Адыча-Тарынской зоны развития кулисообразных, при- и межразломных складок. Для данного рудного объекта характерно, как и для рудного поля в целом, существование на длительной части периода формирования его структуры палеотектонических напряжений сдвига и сжатия. Вместе с тем на площади рудопоявления проявлены и разрывные нарушения (в т.ч. и рудовмещающие) с существенной долей сбросовой компоненты в их кинематике. В процессе становления куполовидного поднятия над нескрытым гранитоидным массивом, возникали растягивающие усилия и формировались продольные сбросы и сдвиги-сбросы по модели мягкого и жесткого штампов.

Вмещающие породы представлены толщей неравномерного переслаивания алевролитов, песчанистых алевролитов, песчаников и алевропелитов второй пачки верхненельгесинской и нижненяндельгинской подсистем средненорийского возраста. Породы в пределах рудного поля испытали динамотермальный метаморфизм хлорит-серицит-мусковитовой зоны термальных куполов.

Рудопоявление размещается в осевой части антиклинальной складки северо-западного простирания (азимут 320—330°), залегание пород среднее до крутого, от 50—60 до 70—85°. Характерны изменения простираний в приразломных участках пород от субширотных до северо-восточных (вплоть до торцового сочленения). Тип основной антиклинальной складки — симметричная, запрокинутая, острая, подобная, коническая. Размах крыльев складки 300—400 м, падение крыльев 40° и 75° и 220° и 60°, расчетный азимут погружения шарнира 162° и 40°. Юго-западное крыло складки осложнено продольным сдвиго-сбросом северо-западного простирания с падением сместителя по азимуту 210—220° под 60—70°. К этому сбросу приурочена минерализованная зона дробления Сульфидная [3].

Северо-восточное крыло антиклинали частично срезается малоамплитудным продольным надвигом, осложненным продольным отстающим сбросом. Падение надвига на северо-восток под 30—40°, сброс — на север-северо-восток под углами 40—50°. Параллельно плоскости надвига развивается сеть оперяющих трещин скола, вмещающих маломощные (0,1—0,3 м) минерализованные зоны дробления со стержневыми кварцевыми прожилками и жилами.

Пликативные и дизъюнктивные структуры рудопоявления секутся серией субпараллельных поперечных

правосторонних взбросо-сдвигов, а те субширотным левым взбросо-сдвигом. Эти нарушения являются оперяющими разрывами Адыча-Тарынского разлома и образуют между собой сопряженную динамопару. По ней поле в момент формирования этих нарушений определялось как взбросо-сдвиговое [1, 3].

В условиях тектонического поля сжатия в пространстве между поперечными правыми взбросо-сдвигами формировались четко выраженные при-сдвиговые складки с развитием минерализованных зон восток-северо-восточного простирания, в которых, как правило, фиксируются трещины отрыва vyplненные кварцевыми жилами. Вследствие отсутствия в условиях преобладающего стрессового поля напряжений возможностей для значительного раскрытия трещин отрыва, масштабы жилобразования и мощности сформировавшихся жил были незначительны. К данным жильным образованиям относятся основные рудные тела на рудопоявлении — жилы Самородок и Кылгас.

На рудопоявлении Туманный по результатам опробования выявлено два типа золоторудных тел, отличающихся по морфологии и типу минерализации: минерализованные зоны и кварцевые жилы стержневого облика (Кылгас, Самородок).

Жила Самородок вскрыта 11 канавами и траншеей, представлена телом сложной морфологии с раздувами до 0,8 м, пережимами и отдельными короткими апофизами. Простирание северо-западное (290—310°), падение крутое (70—80°) на юго-запад и северо-восток, контакты слабо извилистые, четкие, секущие. Протяженность достигает 50 м при средней мощности 0,43 м (рис. 1).

Жила сложена кварцем, с незначительной примесью хлорита и альбита. Рудные минералы представлены золотом, шеелитом, пиритом, арсенопиритом, блёклой рудой, халькопиритом и галенитом. Структура жильной массы неоднородная, отмечается развитие серого полосчатого кварца в приконтактных частях, и белого массивного кварца в осевой части жилы. Полосчатость серого кварца обусловлена тонкими (мощность до 1 мм) развальцованными, частично хлоритизированными ксенолитами вмещающих алевролитов.

Золото в кварце распределяется неравномерно, наиболее крупное приурочено к участкам жилы с массивным строением кварца, а мелкое концентрируется в полосчатом кварце. Форма зерен золота характерная для участков жилы с массивным строением: округлая-ноздреватая, реже пластинчатая, размером 2—13 мм (рис. 2, А), для полосчатого кварца характерны дендриты и скелетно-ветвистые формы размером 0,1—0,5 мм (см. рис. 2, Б, В и Г). Содержание золота в жиле изменяется в пределах 0,3—92,4 г/т, в среднем составляя 32,44 г/т, пробоность золота по жиле Самородок 940—950%.

Минеральный состав и свойства минералов стержневых жил примерно одинаковые. По данным мине-

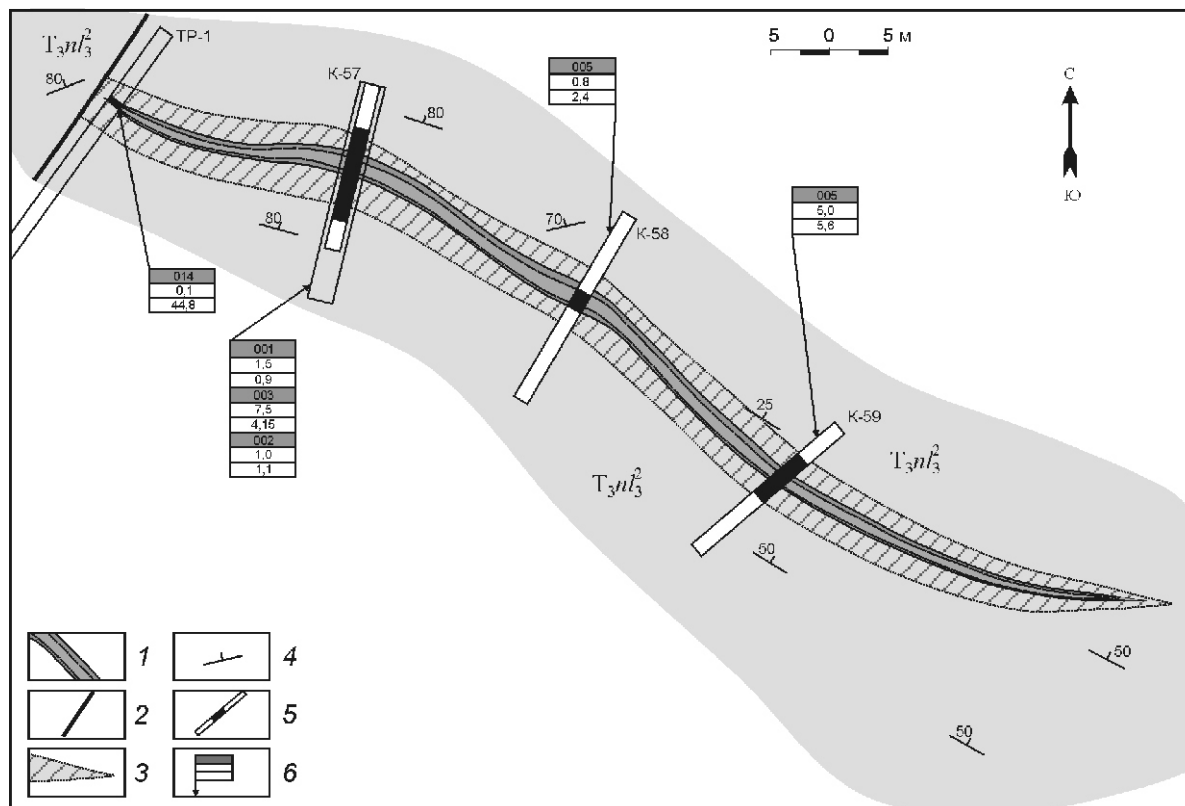


Рис. 1. Геологическая схема минерализованной зоны и стержневой кварцевой жилы рудопоявления Туманный:

1 — стержневая кварцевая жила с двумя типами кварца; 2 — тектонические нарушения; 3 — минерализованные зоны пирит-арсенопиритового состава; 4 — элементы залегания пород; 5 — интервалы бороздового опробования; 6 — данные по опробованию (номер пробы, интервал, содержание Au в г/т); $T_3nI_3^2$ — толща переслаивания алевролитов и песчаных алевролитов второй пачки верхненельгесинской подсисты средненорийского яруса верхнего триаса

ралогиического анализа [2, 3] установлены следующие рудные минералы: пирит, арсенопирит, галенит, золото, тетраэдрит, халькопирит, шеелит.

Шеелит образует небольшие гнездообразные скопления. Минералогические свойства стандартные.

Золото золотисто-желтого цвета. Имеет вид лапчатых, изогнуто-пластинчатых комковидных дендритовидных частиц. Поверхность ямчатая, кавернозная, выполненная кварцем, железистым карбонатом. Находится в тесной ассоциации с тетраэдритом, пиритом, халькопиритом.

Тетраэдрит — неправильные угловатые обломки темно-серого цвета до черного, с поверхности единичные зерна покрыты зеленоватыми пленками. Находится в тесной ассоциации с золотом, пиритом, халькопиритом.

Пирит представлен обломками зерен неправильной формы, обломками кристаллов с сохранившимися отдельными гранями, кристаллами кубической формы, отмечаются также единичные октаэдрические кристаллы. Цвет пирита светло-желтый или латунно-желтый. Иногда затронут процессами окисления и покрыт с поверхности буроватым налетом ли-

монита. Находится в тесной ассоциации с халькопиритом, золотом, тетраэдритом.

Халькопирит состоит из обломков неправильной формы. Цвет в свежем изломе латунно-желтый, иногда с зеленоватым оттенком. На поверхности зерен нередко наблюдается синеватая или серо-желтая побежалость.

Арсенопирит — в виде обломков неправильной формы, а также уплощенных кристаллов дипирамидального габитуса. По трещинам развит скородит, находится в тесной ассоциации с пиритом, тетраэдритом.

Галенит состоит преимущественно из осколков кристаллов, ограненных поверхностями спайности, в резко подчиненном количестве наблюдаются кристаллы кубического облика. Некоторые обломки покрыты с поверхности белесоватыми или сероватыми пленками — продукты окисления галенита. Находится в тесной ассоциации с пиритом, тетраэдритом, халькопиритом.

В единичных знаковых содержаниях отмечается *сфалерит*.

Описанные жилы можно отнести к средне-высокотемпературным образованиям золоторедкоме-

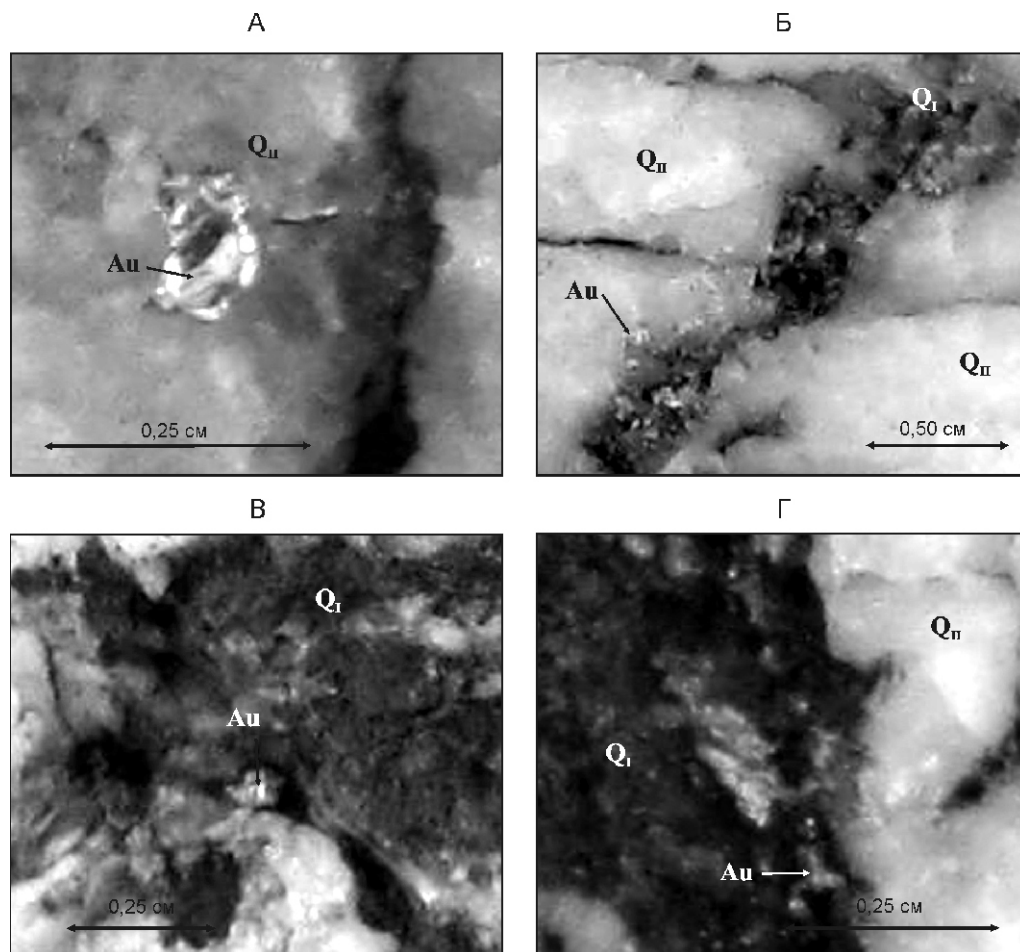


Рис. 2. Золото стержневой кварцевой жилы рудопоявления Туманный:

Au — золото; Q_I — серый полосчатый кварц; Q_{II} — молочно-белый массивный кварц; золото: А — центральной части жилы; Б, В, Г — из приконтактных частей жилы

талльно-кварцевой формации, а по типоморфным минералам — к шеелитовому типу.

Таким образом, исходя из геологического строения участка Туманный представляется, что в тектоническом развитии территории происходил процесс перераспределения рудного вещества из вмещающих пород и, прежде всего, углифицированных разностей. Поскольку на территории распространены в основном алевролиты, т.е. достаточно пластичные в обстановке тектонических напряжений породы, то в условиях растяжения были сформированы зоны, обладающие тектонопластическими текстурами, выраженными прежде всего микродислокациями и пластичными деформациями.

Следует учитывать, что процесс формирования подобных тектонических структур протекает до достижения предела прочности пород, без нарушения сплошности пород. При этом происходит стрессовая разгрузка напряжения с образованием трещин отрыва. Таким образом, на начальном этапе протекал процесс формирования минерализованных зон пирит-ар-

сенопиритового состава с содержанием сульфидов 1—5%. В местах максимального растяжения при достижении предела прочности вмещающих пород, в условиях стрессовой разгрузки тектонических напряжений, шло образование кварцевых жил стержневого характера. Кварцевые жилы при этом имеют, как уже отмечалось, зональное строение: 1) центральная часть — для массивного молочно-белого кварца характерны крупные выделения золота округло-ноздреватой и пластинчатой форм, с весьма неравномерным распределением по объему от следов до 92,4 г/т; 2) приконтактные части характеризуются относительно равномерным распределением золота дендритовидной и скелетно-ветвистой форм в сером полосчатом кварце при среднем его содержании 2,4—11 г/т [3].

По результатам бороздового опробования содержание золота по ми-

нерализованным зонам со стержневыми кварцевыми жилами колеблется в широких пределах: 2,4—44,8 г/т, с выделением интервалов со средним содержанием Au 4,15 г/т на мощность 7,5 м и 5,6 г/т на интервал 5 м (см. рис. 2).

Тот факт, что пробность золота в целом выдержана по всем зонам опробования свидетельствует о едином источнике и непрерывном процессе рудогенеза. Следовательно, рудные объекты коренного золота проявления Туманный, представленные минерализованными зонами и кварцевыми жилами, являются результатом единого процесса перераспределения золота в тектоническом становлении территории в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания / Под ред. А.Г.Бетехнина. —М.: Изд-во иностр. лит., 1962
2. Типоморфизм минералов. Справочник / Под ред. Л.В.Чернышевой. —М.: Недра, 1989.
3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.

Типоморфные особенности россыпного золота бассейна р.Адыча (Восточная Якутия), состав и генезис рубашек на его поверхности

ЛЮДМИЛА АНАТОЛЬЕВНА ОСТАПЕНКО, ОЛЕГ БОРИСОВИЧ РЫЖОВ, ЮРИЙ ВАСИЛЬЕВИЧ ЩЕГОЛЬКОВ, ВАСИЛИЙ ВАСИЛЬЕВИЧ АРИСТОВ (ФГУП ЦНИГРИ; г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, кор.1; e-mail: lud-ost@mail.ru)

Исследованы типоморфные особенности шлихового и россыпного золота, а также состав его поверхности, что дало возможность предположить наличие на изучаемой площади коренных источников различной формационной принадлежности. «Рубашки» на самородном золоте — это результат гипергенных преобразований минералов, находившихся с ним в сростании в коренном залегании.

Ключевые слова: типоморфизм самородного золота, поверхность, оже-спектроскопия.

Typical features of placer gold from the Adycha River basin, East Yakutia: grain morphology, chemistries and origin of coatings

LYUDMILA ANATOLYEVNA OSTAPENKO, OLEG BORISOVICH RYZHOV, YURY VASILYEVICH SHCHEGOL'KOV, VASILIIY VASILYEVICH ARISTOV

Typical morphologic features of gold grains (including some characteristics of their surfaces) from economic placers and manually panned heavy mineral concentrates were studied. The data thus obtained favor presence of lode gold sources of various styles within the area studied. Coatings covering the native gold grains are products of supergenic transformations of parent minerals which formed primary intergrowths with gold in the bedrock prior to weathering and erosion.

Key words: typical morphologic features, native gold, surface properties, Auger-electron spectroscopy (AES).

Адычанский рудно-россыпной район входит в состав Адычанской рудно-россыпной зоны, металлогеническая специализация которой определяется месторождениями золото кварцевой, золотосурьмяной и золотополисульфидно-кварцевой формаций, россыпями золота. Лазовская перспективная площадь, на которой проводились настоящие исследования, расположена на правом берегу р.Адыча и включает ряд мелких и крупных россыпных месторождений с неустановленными коренными источниками. В бассейне ручьев известно только несколько продуктивных зон прожилкования, объединяющихся в штокверк Лазо-Рудный, минерализация которого относится к золото кварцевой формации (В.В.Аристов с соавторами, 2007). Вмещающие породы представлены глинистыми и песчано-глинистыми породами позднетриасового возраста. Структура площади определяется наличием крупного надвига дугообразной формы и пересечением разноориентированных разломов, контролирующих рудопроявления золото кварцевой и золотосурьмяной минерализации.

Изучение типоморфных особенностей россыпного золота проводилось с целью решения вопроса о наличии других источников россыпного золота на исследуемой площади, кроме уже выявленных. Для сравнения золота россыпей и коренных рудопроявлений изучены также единичные протоочные пробы (табл. 1). Основные характеристические признаки самородного золота оценивались в соответствии с ранее разработанными методиками [6] по следующим

параметрам: гранулометрический состав, морфология выделений, характер поверхности, наличие сростков с другими минералами, состав. Состав самородного золота определялся рентгеноспектральным микроанализом на микроанализаторе SX100 фирмы Cameca Н.Н.Кононковой и В.Г.Сениным (ГЕОХИ РАН).

С целью выяснения генезиса самородного золота, поступившего в россыпь, помимо традиционно оцениваемых для него характеристических параметров, был изучен состав поверхности. Анализ проведен с помощью метода электронной оже-спектроскопии (ЭОС) на аппаратуре Las-3000 фирмы «Riber», оснащенной анализатором оже-электронов типа «цилиндрическое зеркало» OPC-200. Оже-спектры регистрировались в дифференциальной форме $dN(E)/dE$ при энергии первичного электронного пучка 2,5 кэВ и напряжении модуляции 2,3 В; вакуум в рабочей камере составил $5 \cdot 10^{-10}$ торр. Для очистки поверхности от внешних загрязнений и адсорбированных из атмосферы примесей, а также изучения состава более глубоких (от поверхности) слоев, применяли травление образцов ионами аргона при энергии пучка 2 кэВ и токе эмиссии 20 мА. Исследование химического состояния элементов в агрегатах, соскобленных с поверхности образцов самородного золота, проведено с помощью фотоэлектронного анализатора с задерживающим потенциалом OPX-150, входящего в комплект аппаратуры Las-3000, методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии (РФЭС). Для воз-

1. Гранулометрическая и морфологическая характеристика самородного золота

Пробы	Тип анализи- руемой про- бы	Число зна- ков само- родного зо- лота	Гранулометрические параметры								Морфологические разновидности, %						
			Размер, мм			Соотношение по классам крупности (мм), %					Трещинное			Комко- видное	Кристал- лическое	Интер- стици- альное	
			Мини- мальный	Макси- мальный	Средний	2,0	2,0	1,0	1,0	0,5	0,5	0,25	0,25				0,1
1	Протолочка	140	0,02	0,60	0,36				20	57	18	5	15	5	20	20	40
2	Шлих	51	0,02	0,10	0,05						5	95	5	15	20	60	—
3	Съем про- мприбора	10	0,70	3,20	1,70	24	64	12						—	30	70	—
4		26	0,15	2,50	1,65	30	60	10	1	1	—	—	—	30	20	50	—
5	Шлих	40	0,15	2,10	1,38	15	60	22	3	1	—	—	5	5	—	90	—
6		3	0,60	1,50	1,20	—	95	5	—	—	—	—	—	—	5	95	—
7	Съем про- мприбора	5	0,15	0,30	0,23	—	—	—	—	30	70	—	10	—	30	60	—
8		13	0,02	0,11	0,09	—	—	—	—	—	60	40	15	20	5	60	—
9	Съем про- мприбора	36	0,90	2,20	1,56	15	80	5	—	—	—	—	—	30	—	70	—
10		31	0,80	2,10	1,61	22	75	3	—	—	—	—	—	10	—	90	—
11	Шлих	509	0,02	0,70	0,30	—	—	20	30	36	14	10	15	10	10	60	5
12		204	0,03	0,60	0,33	—	—	18	45	32	5	15	20	10	50	5	5
13		4	0,03	0,25	0,16	—	—	—	—	80	20	30	—	—	20	50	—

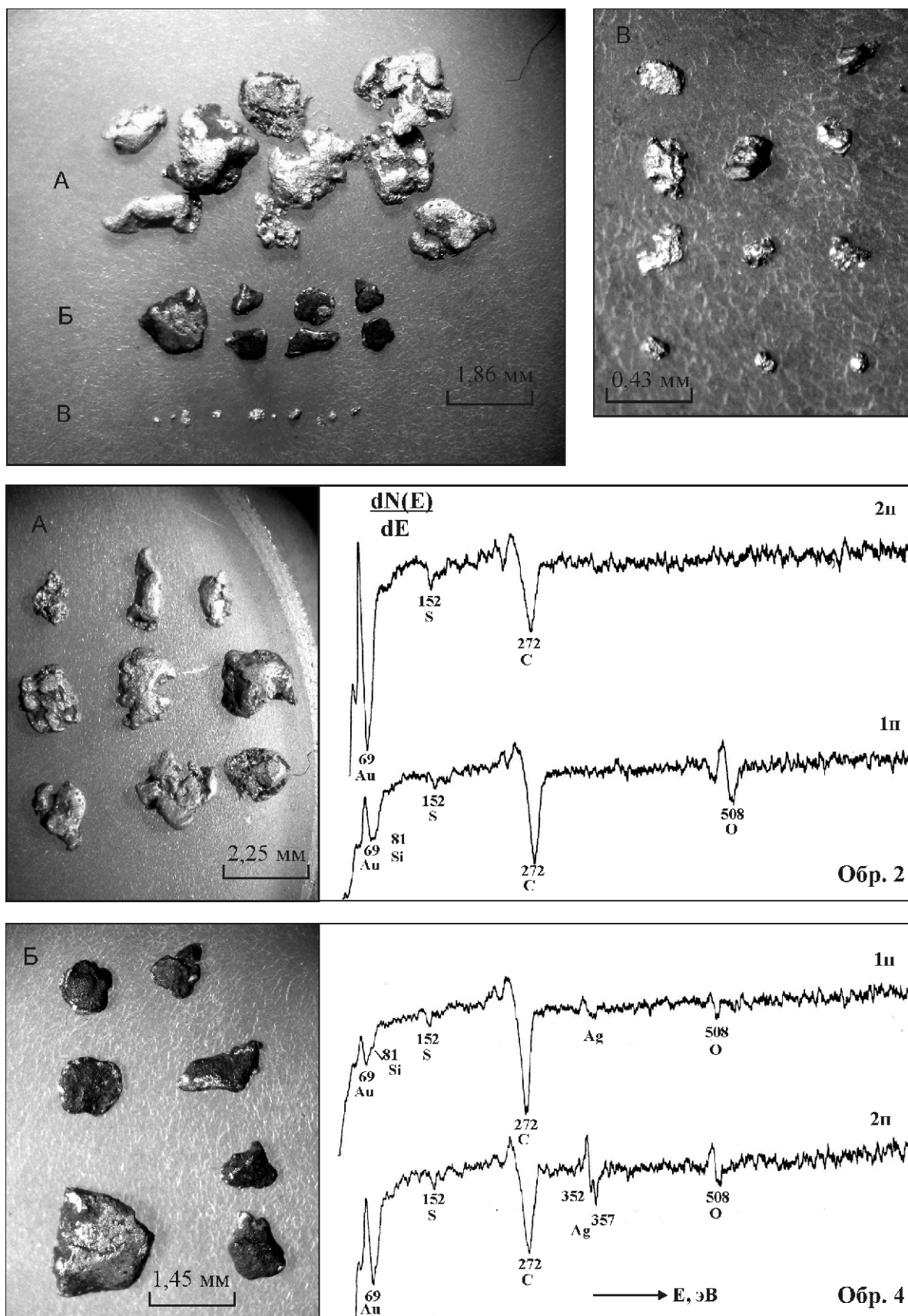


Рис. 1. Россыпное самородное золото и оже-спектры поверхности образцов из различных групп до (1π) и после (2π) ионного травления в течение 30 мин.:

А — крупное, слабоокатанное золото с преобладанием кристаллов и их сростков; Б — пластинчатое, окатанное золото в буровато-черных «рубашках»; В — мелкое, слабоокатанное золото с неровными острыми краями

буждения фотоэлектронов использовали рентгеновское излучение алюминиевого анода Al K 1486,6 эВ. Фотоэлектронные спектры калибровали по C 1s линии с энергией связи (Есв) 285 эВ. Методы ЭОС и РФЭС обладают очень высокой локальностью по глубине (0,5—1 нм) и позволяют с большой точностью анализировать состав ультратонких слоев и пленок на поверхности образцов в диапазоне исследуемых элементов от лития до трансурановых [3].

Самородное золото различается как по интенсивности цвета (желтый, светло-желтый), так и по оттенкам (буроватое, зеленоватое, латунное), что является следствием вариации пробности, содержания примесей и наличием поверхностных пленочных образований. Встречаются сростки с кварцем, гидроксидами железа и антимонитом.

Данные гранулометрического анализа показали, что размер выделений самородного золота изменяется в широких пределах (0,02—3,2 мм). При этом средний массовый размер самородного золота в пробах, отобранных из разных ручьев, составляет 0,05—1,7 мм (см. табл. 1). Необходимо также отметить, что для россыпных месторождений данного района характерно наличие самородков золота. Вариации гранулометрических параметров могут свидетельствовать о разнообразии структурно морфологических типов коренных источников [9], а также,

разностей самородного золота характерно для зон прожилково-вкрапленной минерализации, относящихся к объектам золотокварцевой формации.

В отличие от россыпного золота, кроме золота, ассоциированного с антимонитом, коренное — значительно мельче. При этом также среди основных морфологических типов доля кристаллов существенно ниже (см. табл. 1, пробы 1, 8). Выявленные отличия, а также вариации морфологических особенностей и гранулометрического состава россыпного самородного золота позволяют предположить, что его коренными источниками являлись рудные тела различных структурно-морфологических типов, отличающихся от рудных тел на известных рудопроявлениях данной площади. Также возможна их различная формационная принадлежность. Причем располагаться различные коренные источники могли на незначительном удалении друг от друга, доказательством чего служит четкая идентификация трех типов самородного золота, выделяемых в сьеме промприбора на одном из исследованных ручьев (рис. 1).

Анализ состава самородного золота показывает (табл. 2), что пробность золота на исследуемой площади изменяется в пределах 756—992‰ с пиком частот встречаемости (модой) в интервале 850—900‰ (рис. 2). Повышенные содержания элементов-примесей в самородном золоте отмечаются в единичных анализах. При этом для содержаний сурьмы и висму-

2. Статистические параметры оценки состава самородного золота по данным рентгеноспектрального микроанализа ($n = 78$)

Значение	Содержание, %									
	Au	Ag	Cu	Te	S	As	SB	Bi	Pb	Hg
Минимальное	75,61	0,34	0	0	0	0	0	0	0	0
Максимальное	99,18	23,65	0,16	0,2	0,06	0,39	0,15	0,43	0,26	0,81
Среднее	88,33	10,83	0,042	0,073	0,023	0,056	0,03	0,12	0,031	0,388
Коэффициент вариации	26,4	215,7	4,3	3,3	1,3	13,7	4,4	11,8	12,6	9,5

возможно, об их различной формационной принадлежности. Например, наиболее мелкое золото характерно для тех проанализированных проб, в которых присутствует антимонит (см. табл. 1, пробы 2, 13).

Среди морфологических разностей самородного золота во всех изученных пробах россыпного золота преобладают кристаллы (см. табл. 1), что типично и для других районов Якутии [4]. При этом морфология кристаллов и сростков различна. Иногда доминируют изометричные формы, в некоторых случаях — удлинённые. Широкое распространение имеют уплощенные и плоские кристаллы самородного золота, что связано с условиями кристаллизации в тонких кливажных трещинах. Преобладание уплощенных

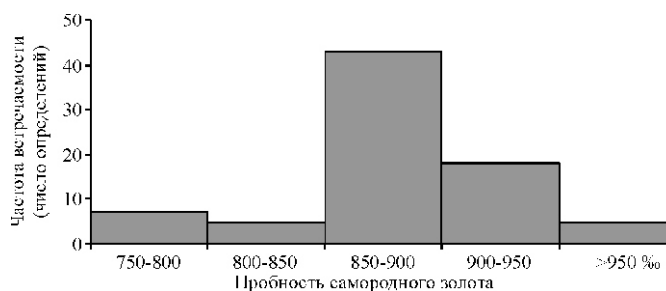
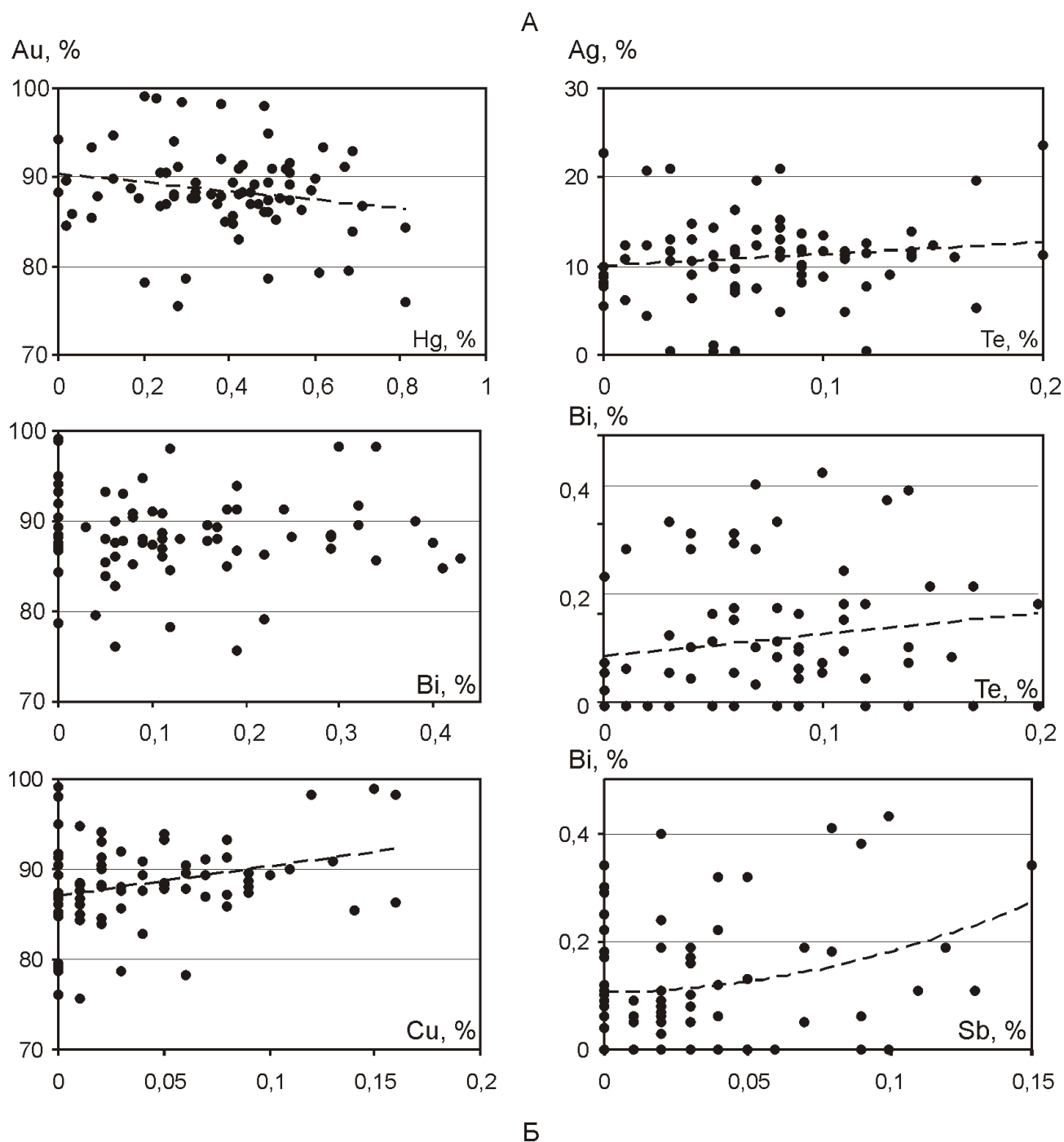


Рис. 2. Частотная гистограмма пробности самородного золота



Au										
Ag	-0,998	Ag								
Cu	0,28	-0,29	Cu							
Te	-0,14	0,13	-0,11	Te						
S	0,11	-0,12	0,09	-0,01	S					
As	0,04	-0,05	0,19	-0,15	0,05	As				
Sb	0,10	-0,11	0,11	-0,06	-0,07	0,02	Sb			
Bi	0,01	-0,04	0,15	0,16	-0,04	0,02	0,25	Bi		
Pb	0,02	-0,04	-0,04	0,36	-0,01	-0,06	0,01	-0,02	Pb	
Hg	-0,20	0,16	-0,26	-0,17	0,05	-0,09	-0,08	-0,14	0,05	Hg

Рис. 3. Зависимости между содержаниями элементов в самородном золоте (А) и корреляционная матрица состава самородного золота, когда $n = 78$ (Б)

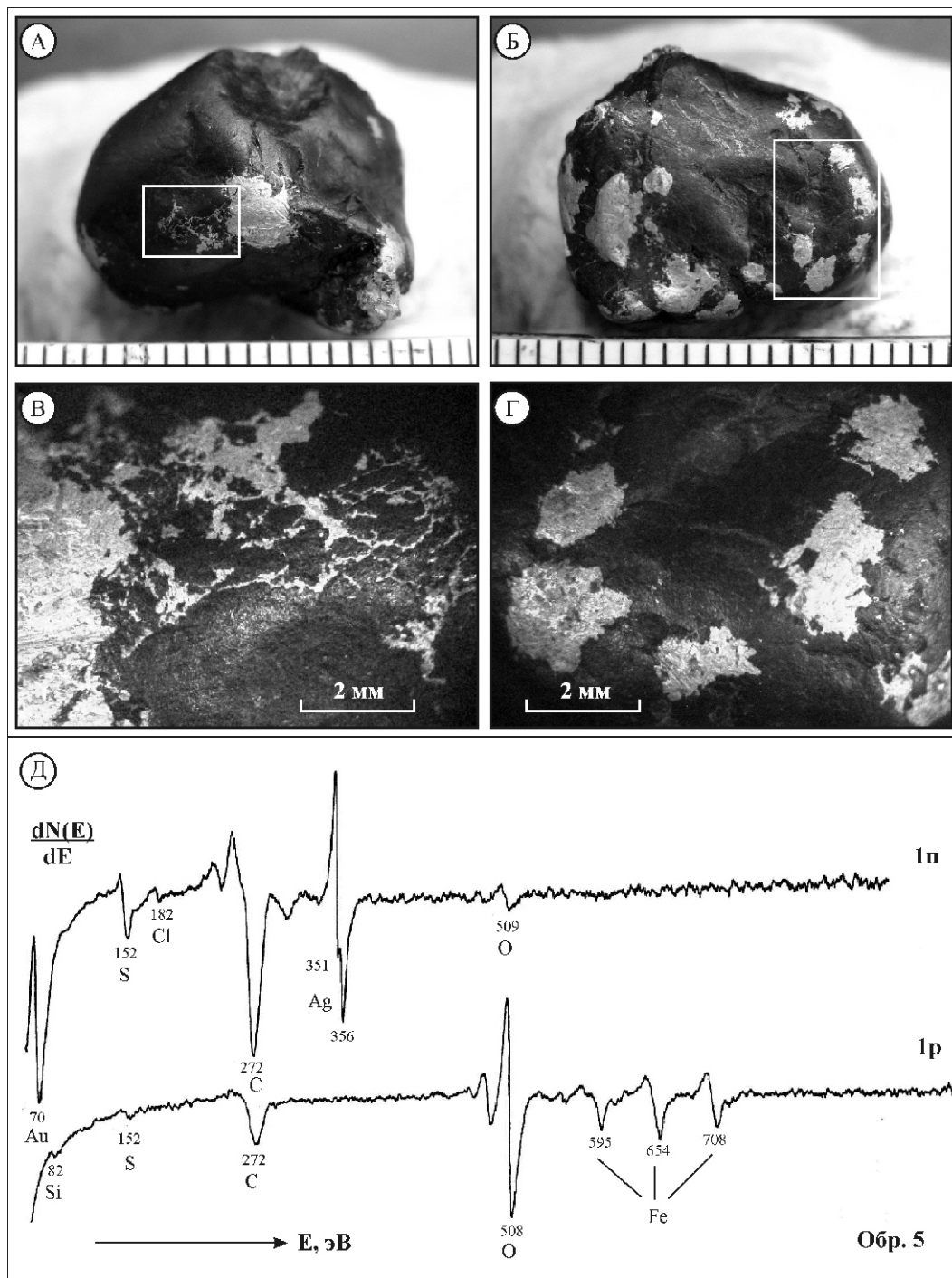


Рис. 4. Самородок золота в буровато-черной «рубашке»:

А, Б — общий вид с двух сторон; В, Г — фрагменты поверхности; Д — оже-спектры поверхности самородного золота (1п) и оксидной «рубашки» (1р)

та можно выделить по три модальных интервала значений: Sb — 0,01, 0,03—0,05, 0,1 %; Bi — 0,05, 0,1—0,2 и 0,25%. Повышенные содержания висмута характерны для самородного золота со средней пробы, наиболее высокие (до 0,1%) содержания меди — для золота с повышенной пробностью (рис. 3). Содержания теллура зависят от содержаний висмута, что особенно хорошо видно при его высо-

ких содержаниях. Отсутствие значимых корреляционных связей в целом по выборке (см. рис. 3) свидетельствует о ее неоднородности, т.е. о возможном присутствии самородного золота различного генезиса, так как распространенность и степень концентрации примесей в золоте зависят от минерального типа и формационной принадлежности месторождений [4, 6, 8, 10]. Содержания элементов-примесей в самород-

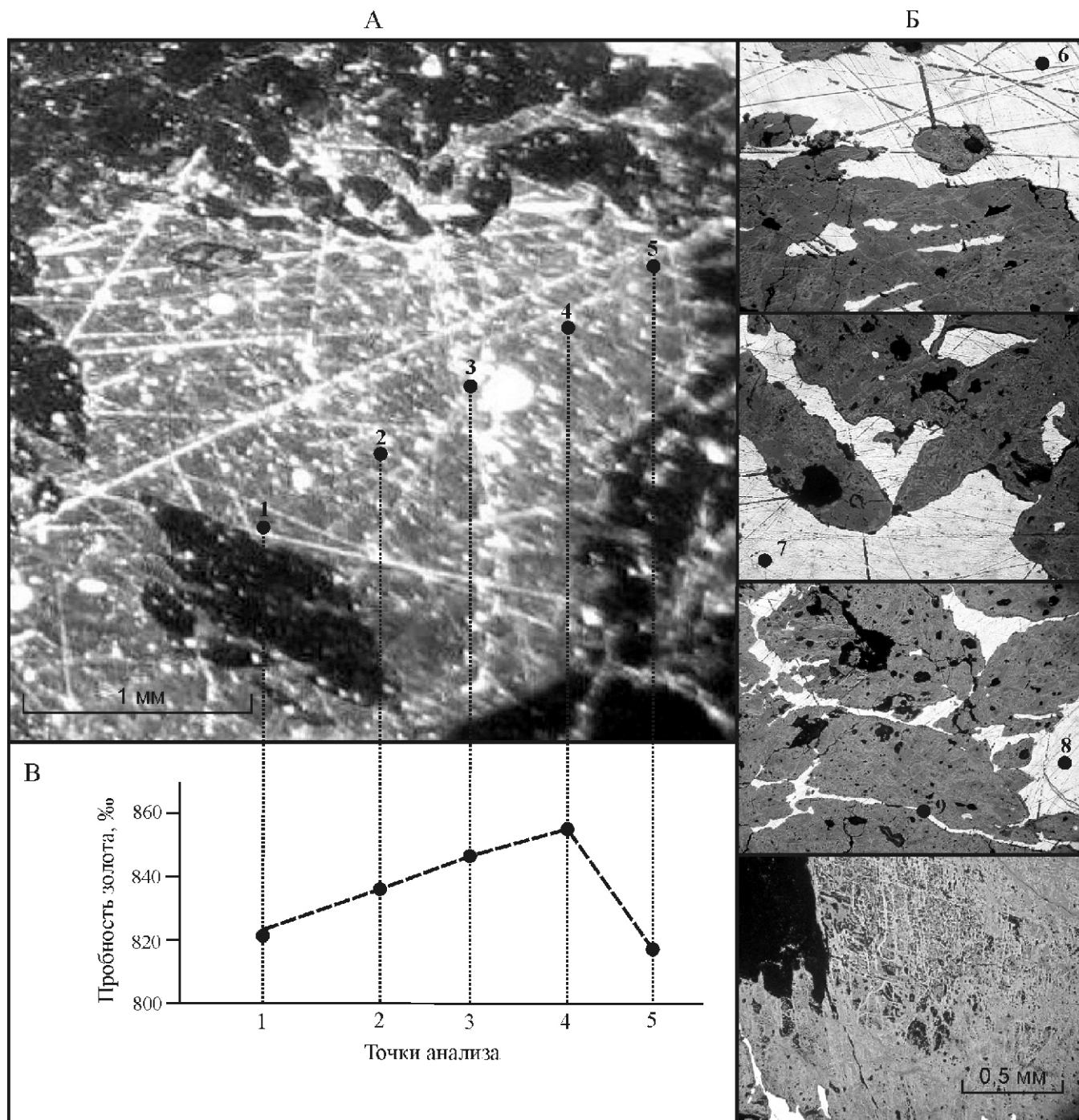


Рис. 5. Внутреннее строение самородка золота (светлое — самородное золото, серое — гидроксиды железа):

фрагмент распила, аншлиф, фото: А — под бинокулярной лупой, Б — в отраженном свете, николи II; В — изменение пробности золота в профиле; 1—9 — точки проведения анализа

ном золоте находятся в прямой зависимости от содержания этих элементов в рудах и от состава парогенных золоту минералов [4].

Несмотря на то, что самородки в россыпях Якутии не являются редкостью, исследования состава, и строения их внутренних зон проводились лишь в единичных случаях. Авторы статьи исследовали самородок золота массой 10,1 г, который представлял собой изометричное образование (рис. 4) смешанных

морфологических форм (гемиидиоморфное), полуокатанное, покрытое буровато-черной со смоляным блеском «рубашкой». На поперечном срезе четко видно (рис. 5), что золото самородка образовалось путем метасоматического замещения Fe-карбоната. Карбонат в результате гипергенных преобразований полностью замещен оксидами и гидроксидами железа. Характер замещения вдоль трещин спайности с образованием ритмично-зональных агрегатов окси-

3. Состав самородного золота по данным рентгеноспектрального микроанализа

Ана- лизы	Место прове- дения анали- за	Содержание элемента, %													Сум- ма
		Au	Ag	Cu	Bi	Pb	Zn	Fe	Hg	S	As	Se	Sb	Te	
1	Профиль че- рез сплошной участок	82,31	15,61	0,14	0,70	0,00	0,00	0,00	0,54	0,01	0,00	0,04	0,02	0,17	99,54
2		83,78	14,50	0,12	0,82	0,00	0,00	0,00	0,60	0,02	0,00	0,08	0,00	0,00	99,93
3		84,70	13,65	0,17	0,59	0,00	0,00	0,00	0,48	0,05	0,00	0,08	0,04	0,05	99,79
4		85,50	12,83	0,12	0,57	0,00	0,00	0,01	0,46	0,02	0,00	0,04	0,00	0,11	99,67
5		81,90	15,97	0,07	0,74	0,01	0,04	0,00	0,67	0,02	0,00	0,07	0,01	0,03	99,53
6	В объеме са- мородка	83,14	15,35	0,09	0,59	0,00	0,05	0,00	0,45	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	99,75
7		84,12	14,04	0,05	0,68	0,00	0,00	0,00	0,39	0,00	0,00	0,09	0,05	0,07	99,49
8		83,90	14,45	0,06	0,68	0,00	0,00	0,00	0,60	0,02	0,00	0,07	0,04	0,02	99,90
9	Трещинное выделение в гидроксидах железа	81,11	16,82	0,01	0,64	0,00	0,00	0,02	0,63	0,02	0,00	0,04	0,00	0,04	99,34

4. Состав оксидов (гидроксидов) железа по данным рентгеноспектрального микроанализа

Минерал	Цвет фазы в от- раженном свете	Содержание компонента, %								Сумма
		MgO	Al ₂ O ₃	CaO	MnO	Fe ₂ O ₃	ZnO	Sb ₂ O ₃	PbO	
Гидрогётит	Темно-серый	0,00	1,19	0,08	0,16	77,67	0,13	0,00	0,12	79,35
		0,00	6,33	0,13	0,17	69,83	0,06	0,00	0,14	76,66
		0,00	5,30	0,13	0,09	73,02	0,08	0,00	0,05	78,67
	Серый	0,66	0,12	0,10	0,65	79,58	0,03	0,00	0,00	81,14
		0,20	0,52	0,32	0,90	77,39	0,07	0,27	0,25	79,92
		0,25	0,20	0,48	0,97	75,44	0,08	0,43	0,11	77,96
Гидрогематит	Светло-серый	0,08	0,34	0,09	0,49	84,96	0,11	0,56	0,64	87,27
		0,03	0,04	0,14	0,43	85,54	0,03	0,59	0,58	87,38
		0,00	0,03	0,20	0,26	86,82	0,06	0,48	0,48	88,33

дов и гидроксидов железа типичен для окисленного сидерита. Различная отражательная способность зональных агрегатов в аншлифах обусловлена степенью их гидратированности (табл. 4). Метасоматический процесс способствовал образованию неровных границ срастания между самородным золотом и вмещающим его карбонатом, что затруднило «раскрытие» золота в россыпи и стало причиной образования «рубашки» на его поверхности.

Исследование состава золотого самородка выявило его неоднородность, которая выражается в закономерных изменениях пробности от 811 до 855‰, с

максимальными значениями в центральной части самородка (см. рис. 5, табл. 3). Хотя такие факты фиксировались и ранее [10], чаще отмечалась обратная закономерность. В исследованном самородке отсутствует коррозионная высокопробная оболочка, которая часто образуется в россыпях [7]. Выявленное направленное изменение пробности может быть объяснено относительной замкнутостью системы при образовании самородного золота, когда коэффициент распределения серебра между растущим кристаллом золота и гидротермальным раствором меньше единицы [1]. В этом случае внешние зоны выделения будут

5. Состав включений в самородке золота по данным рентгеноспектрального микроанализа

Минерал, кристалло-химическая формула	Содержание элемента, %														Сумма
	Fe	Co	Ni	Cu	Au	Ag	Pb	Sn	Bi	S	As	Se	Sb	Te	
Sb-козалит Pb _{1,90} Bi _{2,00} Sb _{0,10} S _{5,00}	0,09	0,00	0,09	0,29	0,79	0,79	38,79	0,26	41,10	15,92	0,00	0,20	1,28	0,07	99,67
Sb-козалит Pb _{1,95} Bi _{2,06} Sb _{0,08} S _{4,91}	0,09	0,01	0,03	0,31	0,86	0,60	39,37	0,34	41,70	15,38	0,00	0,18	0,83	0,00	99,75
Sb-арсенопирит Fe _{1,03} (Sb _{0,03} As _{0,91}) _{0,94} S _{1,03}	35,01	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,09	0,09	20,14	41,71	0,14	2,45	0,07	99,78
Sb-арсенопирит Fe _{1,02} (Sb _{0,07} As _{0,85}) _{0,92} S _{1,06}	34,71	0,03	0,02	0,06	0,04	0,08	0,00	0,00	0,17	20,70	39,10	0,20	4,59	0,00	99,70
Арсенопирит Fe _{1,01} (Sb _{0,01} As _{0,95}) _{0,96} S _{1,03}	34,72	0,03	0,00	0,03	0,55	0,04	0,00	0,13	0,08	20,18	43,29	0,09	0,62	0,02	99,78
Sb-арсенопирит Fe _{1,02} (Sb _{0,03} As _{0,90}) _{0,93} S _{1,05}	34,54	He опр.	He опр.	0,02	0,13	0,00	0,24	He опр.	0,04	20,50	41,29	0,14	2,71	0,00	99,62
Sb-арсенопирит Fe _{1,01} (Sb _{0,06} As _{0,84}) _{0,90} S _{1,09}	34,42	He опр.	He опр.	0,00	0,13	0,04	0,02	He опр.	0,04	21,48	39,20	0,12	4,55	0,00	100,00
Арсенопирит Fe _{1,01} As _{0,94} S _{1,05}	34,5	He опр.	He опр.	0,00	0,31	0,06	0,00	He опр.	0,14	20,75	43,11	0,12	0,53	0,00	99,52

иметь пробность ниже, чем центральные. Из элементов-примесей в самородке фиксируются повышенные (0,н%) содержания Bi, Hg и в отдельных точках Cu и Te (см. табл. 3), что позволяет предположить золотополисульфидно-кварцевый формационный тип коренного источника. Состав минеральных включений в самородке, среди которых зафиксированы реликты Sb-арсенопирита и парагенные золоту включения Sb-козалита (табл. 5), не исключают и полиформационность коренного источника.

Еще одна особенность самородного золота исследуемой площади — характер поверхности его частиц. Значительная часть золотин характеризуется пористой или ямчатой поверхностью. Так как самородное золото преимущественно выделяется в конце процесса минералообразования, то характер поверхности в наибольшей степени зависит от структуры и строения вмещающих полостей и трещин [10], а также от способа минералоотложения. Формирование пористой поверхности происходит при относительной одновременности растворения субстрата и отложения золота [9]. Кроме этого, на исследуемой площади постоянно фиксируется россыпное и шлиховое самородное золото, покрытое часто достаточно мощными (0,05мм) «рубашками», которые могут быть разделены на три типа: 1) красновато-бурые, относительно рыхлые, покрывающие как большую часть поверхности (рис. 6), так и локальные участки преимущественно углубленные (см. рис. 1, А), сформировавшиеся в следствии гипергенного преобразования сульфидов; 2) буровато-черные, плотные, со смолянистым жирноватым блеском, зафиксированные как на изученном самородке (см. рис. 4), так и на других золотилах (см. рис. 1, Б), образовавшихся при окислении сидерита; 3) реликты вмещающих пород преимущественно алевролитов на уплотненных кристаллах (рис. 7).

Исследования «рубашек» на поверхности золотин и поверхности собственно самородного золота проводились методом электронной оже-спектроскопии и РФЭС (табл. 6). В составе как красновато-бурых «рубашек», так и буровато-черных в общем объеме корковых

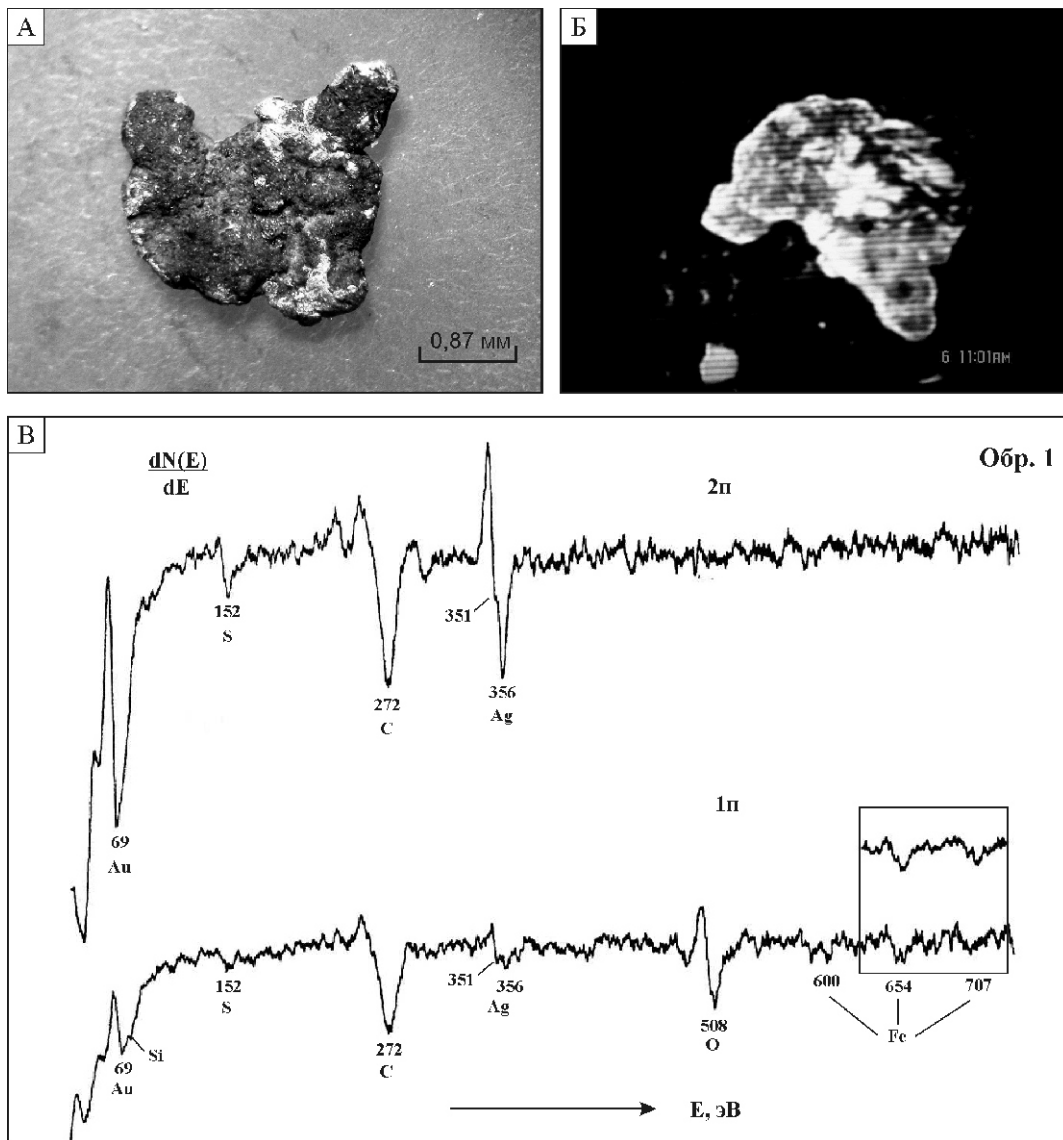


Рис. 6. Самородное золото в красновато-бурой «рубашке» (тип 1):

А — общий вид, фото под биноклем; Б — образец в поглощенных электронах (поверхность противоположная А), контрастность по фототону обусловлена различной проводимостью участков поверхности золота; В — оже-спектр поверхности самородного золота до (1п) и после (2п) ионного травления в течение 30 мин.

образований по данным РФЭС гидроксиды железа существенно доминируют, а на поверхности в значительном количестве присутствует углерод (см. табл. 6, рис. 8). Настоящий факт объясняется тем, что конечным продуктом окисления и сульфидов, и Fe-карбонатов является гидрогетит. Основные визуальные отличия данных типов поверхностных образований: цвет, наличие жирноватого блеска и плотность (структура) агрегата.

В составе «рубашек» типа 3 (образцы 6—10), помимо углерода и кислорода, фиксируются Si, Ca, K, Al, Fe и Mn (см. табл. 6, рис. 7). Первые четыре отражают состав алевролита, а происхождение Fe и Mn, вероятнее всего, связано с сорбцией соответствующих оксидов на поверхности «рубашек» в гипергенных условиях. При этом установлено, что марганец

фиксируется на исходной (до травления) поверхности «рубашек», а железо появляется после травления в течение 30 минут (см. рис. 7). Для марганца наблюдается прямая зависимость с концентрациями кальция и обратная с содержаниями кремния, что, возможно, обусловлено повышенной сорбционной способностью кальцита к оксидам марганца.

На собственной поверхности исследуемого самородного золота по данным оже-спектроскопии установлены (помимо золота) Ag, Hg, S, Cl, Fe, Ca, Si, O и C (см. табл. 6, рисунки 1, 4, 6, 7). Состав поверхности минералов никогда не эквивалентен их составу в объеме, что обусловлено неизбежным преобразованием поверхности вследствие явлений адсорбции, десорбции и структурной перестройки (Р.А.Амосов, Ю.В.Щегольков, 2004). Полученные данные позво-

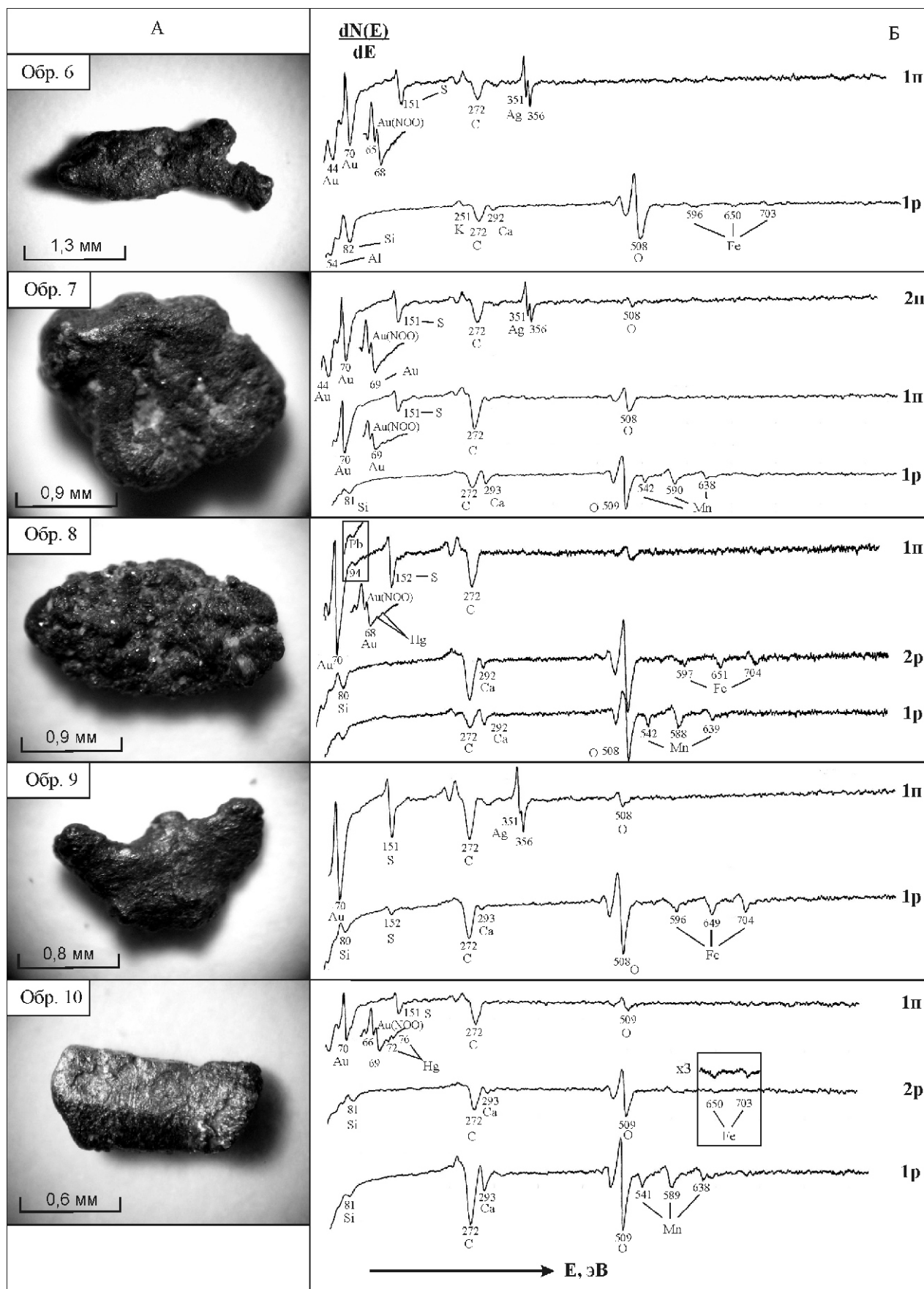


Рис. 7. Уплотненные кристаллы самородного золота с реликтами алевролитов на поверхности:

А — общий вид под бинокулярным микроскопом; Б — оже-спектры поверхности самородного золота (п) и покрывающих его «рубашек» (р), до (1п, 1р) и после (2п, 2р) ионного травления в течение 30 мин.

6. Состав поверхности (п) самородного золота и покрывающих его «рубашек» (р) по данным электронной оже-спектроскопии и рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии

Образ- цы	Тип «рубашек»	Метод анализа	Содержание в поверхностных слоях (атомные концентрации, %)												
			Au	S	Ag	Fe	Mn	Si	Ca	K	Al	O	C	Cl	Hg
1	1	р-РФЭС				11,2						28,1	69,4		
		1п-ЭОС	13,2	2,6	3,9	8,3						18,2	53,8		
		2п-ЭОС	32,5	4,6	9,6								53,3		
2	1 (локально)	1п-ЭОС	11,0	2,3				6,1				13,9	66,7		
		2п-ЭОС	47,4	3,1									47,4		
3	Отсутствует	1п-ЭОС		2,0	1,4			1,9				8,3	86,4		
4	2 (локально)	1п-ЭОС	8,5	2,7	2,6							6,9	79,3		
		2п-ЭОС	20,5	2,4	6,3							9,3	61,5		
5	2	р-РФЭС				5,1						33,9	61,0		
		1р-ЭОС		1,5		27,7		1,6				43,5	25,7		
		1п-ЭОС	20,9	4,4	10,8							3,0	60,1	0,8	
6	3	1р-ЭОС				7,4		24,9	3,9	2,1	4,0	37,1	23,6		
		1п-ЭОС	46,8	12,3	12,8								28,1		
7		1р-ЭОС					18,3	4,8	11,0			38,9	26,8		
		1п-ЭОС	29,8	6,6					2,6			11,5	49,5		
8		2п-ЭОС	40,6	10,9	10,0							6,6	32,3		
		1р-ЭОС					22,3	6,0	9,4	2,5		38,7	21,1		
		2р-ЭОС				12,8		8,7	4,1			33,6	40,8		
9		1п-ЭОС	48,5	10,7								5,2	35,6		
		1р-ЭОС		1,9		19,5		5,2	2,3			32,2	38,9		
		1п-ЭОС	37,7	10,9	8,3							4,9	38,2		
10		1р-ЭОС					12,3	2,5	8,4			26,7	50,1		
		2р-ЭОС				12,7		7,2	5,6			31,4	43,1		
		1п-ЭОС	34,5	8,6								7,9	49,0		

Примечание. Данные оже-спектроскопии: 1 — поверхности; 2 — после ионного травления в течение 30 мин.

ляют считать, что на поверхности присутствуют так называемые [2] аномальные слои, не имеющие фазовой границы с золотом, которые покрывают всю поверхность, а их толщина, как правило, измеряется нанометрами (Р.А.Амосов, Ю.В.Щегольков, 2004). Проведенные исследования выявили как общие особенности состава аномальных слоев, так и некоторые отличия распределения в них химических элементов.

Серебро — постоянная примесь в самородном золоте (см. табл. 2), но закономерности его распределения на поверхности различны. Обогащение поверхности самородного золота серебром по сравнению с объемом фиксируется достаточно часто [5] при ис-

следованиях коренного самородного золота. Считается, что накопление серебра у поверхности — процесс эпигенетический, условием протекания которого является повышенная температура, стимулирующая диффузию атомов серебра из объема по вакансионному механизму (Р.А.Амосов, Ю.В.Щегольков, 2004). В исследованных образцах такое явление отмечено только при изучении самородка золота, для которого отмечалась также общая тенденция изменения пробности от центральных частей к границам выделений (см. рис. 5). При этом, для обр. 3 (см. табл. 6) наличие в поверхностном слое серебра при полном отсутствии золота может быть объяснено и гиперген-

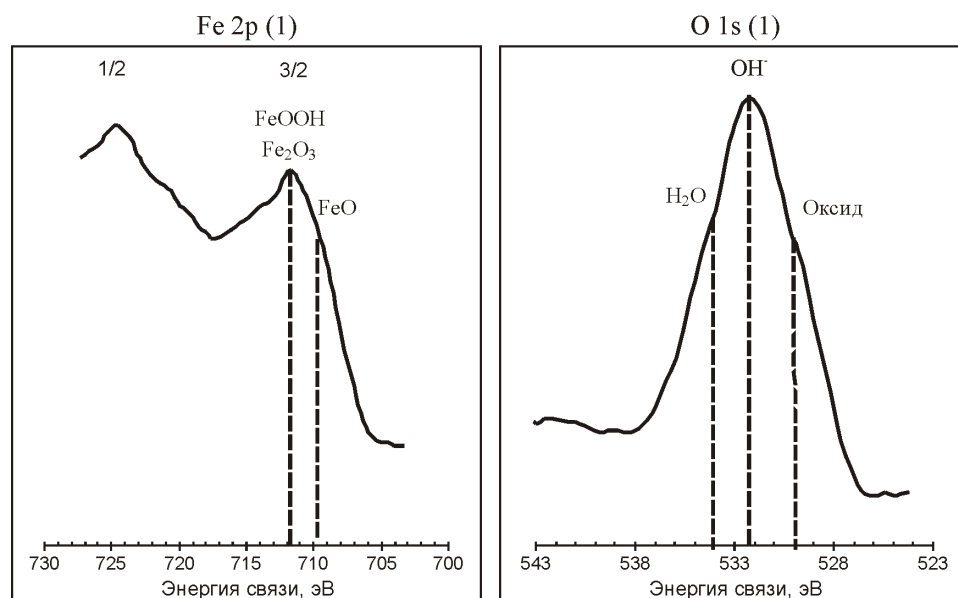


Рис. 8. Рентгеновские фотоэлектронные спектры элементов железа и кислорода, присутствующих в оксидной рубашке на поверхности самородка золота (обр.5)

ными преобразованиями, когда на поверхности формируется высокопробная оболочка, а часть «вынесенного» серебра связывается серой, присутствующей в зоне гипергенеза, с формированием тонкой пленки акантита. В остальных образцах пробность золота на поверхности хорошо соотносится с пробностью самородного золота в объеме по данным рентгеноспектрального анализа (табл. 7). Исключение составляют образцы, на поверхности которых присутствует *ртуть*. Серебро в этом случае не фиксируется. В процессе ионного травления ртуть исчезает, а серебро появляется (см. рис. 7).

Сера установлена на поверхности всех исследованных образцов, как во внешних, так и во внутренних зо-

нах аномального слоя, что свидетельствует о высоком химическом потенциале этого элемента на определенном этапе преобразования поверхности золота. При этом во внешней зоне аномального слоя не исключена сульфатная форма серы. Под воздействием первичного электронного пучка происходит достаточно быстрое восстановление сульфатных соединений до сульфидного состояния, что делает фиксацию «сульфатных» пиков в оже-спектрах затруднительной.

Кремний, кальций и железо фиксируются в поверхностных слоях отдельных образцов и, вероятно, свидетельствуют о срастании самородного золота с минеральными фазами, содержащими данные элементы, например, кварцем, кальцитом, пиритом.

7. Пробность самородного золота в поверхностных слоях, рассчитанная по данным оже-спектроскопии

Образцы	Поверхность						Пробность по данным рентгено-спектрального микроанализа, %
	до травления			после травления			
	Пробность (расчетная)	Наличие Hg	Примечание	Пробность (расчетная)	Наличие Hg	Примечание	
1	861			861			
2	980		Ag нет	980		Ag нет	840—992
3			Au нет, Ag 1,4%				850—886
4	856			856			851—909
5	779						811—855
6	870						
7	980		Ag нет	881			
8	980		Ag нет				
9	892						
10	980		Ag нет				

Хлор, обнаруженный на поверхности самородка, вероятно, может характеризовать состав рудообразующих флюидных растворов, из которых происходило осаждение золота, что подтверждается данными состава газовой-жидких включений в кварце, хлоридность которых является типичной для объектов золоторедкометалльной формации [12].

Кислород фиксируется на поверхности всех изученных образцов, при этом наиболее высокие его концентрации отмечаются в образцах с «рубашками» типа 1 (см. рисунки 1, А; 6).

Углерод. На протравленной поверхности золотин концентрации углерода остаются довольно высокими. Причиной этого являются примеси, адсорбированные из атмосферы и оставшиеся после ионного травления в неровностях микрорельефа (лунки, борозды и др.). Тем не менее, можно отметить некоторые тенденции в поведении углерода в зависимости от типов поверхностных образований на самородном золоте. В частности, наиболее высокие концентрации углерода установлены на поверхности золота с буровато-черными «рубашками», что, вероятно, является следствием замещения золотом карбоната. Пониженные концентрации углерода отмечаются на поверхности самородного золота, срastaющего с вмещающими породами.

Проведенными исследованиями установлено, что россыпное самородное золото на исследуемой площади отличается не только по своим гранулометрическим и морфологическим характеристикам, но и по составу поверхности. На поверхности самородного золота с красно-бурыми «рубашками» (тип 1), предположительно в коренном залегании находившихся в срastании с пиритом, отмечается наличие железа и наиболее высокие концентрации кислорода. На поверхности самородного золота с буровато-черными «рубашками» (тип 2), образовавшегося путем замещения сидерита, отмечаются наиболее высокие концентрации углерода, медленно снижающиеся на глубину. Наличие в составе аномального слоя на поверхности золота ртути, скорее всего, обусловлено особенностями процесса рудообразования.

Общая характеристика исследованных образцов — зональность состава поверхностного аномального слоя, когда внешняя оксидная зона сменяется предположительно сульфатной и далее сульфидной, что на микроуровне повторяет смену гипергенных минеральных ассоциаций в вертикальном разрезе зон окисления рудных месторождений [11].

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие основные выводы:

1. Коренными источниками россыпного золота на исследуемой площади являлись золоторудные объекты различной формационной принадлежности (золото-кварцевой, золотополисульфидно-кварцевой и золотосурьмяной).

2. Состав поверхности самородного золота и покрывающих его «рубашек» обуславливается следующими факторами: составом вмещающего минерального агрегата (при метасоматическом формировании золота) и составом сокристаллизующихся фаз (как при метасоматическом формировании, так и при кристаллизации в свободном пространстве); составом флюидных растворов; гипергенными преобразованиями.

3. Относительно мощные «рубашки» на поверхности самородного золота — результат гипергенных преобразований минералов, находившихся с ним в срastании в коренном залегании. Выделения самородного золота покрытые «рубашками» формировались путем метасоматического замещения вмещающего субстрата, следствием чего стала неровная граница срastания между ними, обеспечивающая «устойчивость» таких сростков при дезинтеграции руды в россыпи.

Авторы выражают благодарность Б.Г.Назарову (ООО «Золото Верхоянья»), любезно предоставившему возможность проведения части аналитических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амосов Р.А., Берман Ю.С., Плешаков А.П. Приближенная оценка коэффициента распределения серебра между кристаллами самородного золота и гидротермальным раствором // Докл. АН СССР. 1980. Т. 240. № 4. С. 935—938.
2. Амосов Р.А., Васин С.Л. Онтогенез самородного золота России. —М., 1995.
3. Анализ поверхности методами оже- и рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии / Под ред. Д.Бриггса, М.П.Сиха. —М.: Мир, 1987.
4. Москвитин С.Г., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я. и др. Самородное золото Якутии (Куларский район). —Новосибирск: Наука, 1997.
5. Нефедов В.М., Жаворонков Н.М., Мачаварин Г.Р. и др. Зависимость содержания серебра в поверхностном слое самородного золота от его генезиса // Поверхность. 1982. № 4. С. 144—149.
6. Николаева Л.А. Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. —М.: Недра, 1978.
7. Николаева Л.А. О чем рассказывают золотинки. —М.: Недра, 1990.
8. Николаева Л.А., Яблокова С.В. Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. 2007. № 6. С. 41—57.
9. Остапенко Л.А. Типоморфизм самородного золота на месторождениях золото-кварцевой формации Центральной Колымы // Руды и металлы. 2010. № 3. С. 25—39.
10. Петровская Н.В. Самородное золото. —М.: Наука, 1973.
11. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. —М.: Изд-во АН СССР, 1951.
12. Стружков С.Ф., Кряжев С.Г., Наталенко М.В., Голубев С.Ю. Отличия золото-кварцевых и золотополисульфидно-кварцевых месторождений Центральной Колымы по термобарогеохимическим данным // Мат-лы XIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APIFIS. Т. 2. —М., 2008. С. 124—127.

Условия формирования зоны окисления на месторождении Кимпиче (Западное Верхоянье)

ЛЮДМИЛА АНАТОЛЬЕВНА ОСТАПЕНКО, ВАСИЛИЙ ВАСИЛЬЕВИЧ АРИСТОВ, ОЛЕГ БОРИСОВИЧ РЫЖОВ, НАТАЛИЯ ВЛАДИМИРОВНА ТИХОНОВА, ДМИТРИЙ НИКОЛАЕВИЧ ЗАДОРОЖНЫЙ (ФГУП ЦНИГРИ; 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, к.1; *e-mail*: blagmet@tsnigri.ru), ВАСИЛИЙ ВЛАДИМИРОВИЧ ШИРОКОВ, ЮРИЙ ИВАНОВИЧ БОГДАНОВИЧ, ВАЛЕНТИНА НИКОЛАЕВНА ГЕРАСИМОВА (ОАО «Янгеология»; 678500, Республика Саха (Я), п.Батагай Верхоянского улуса, ул.Октябрьская, 6; *e-mail*: yangeol@bat.sakha.ru)

Определены основные факторы — структура месторождения, минеральный состав руд и вмещающих пород, обусловившие формирование зоны окисления, а также условия развития гипергенного процесса. Зона гипергенеза формировалась в доэрозионный и эрозионный периоды в условиях гумидного климата с продолжением гипергенного минералообразования в условиях криогенеза. Преобладание щелочных условий протекания гипергенного процесса способствовало незначительному перераспределению и миграции рудных элементов и, как следствие, отсутствию на месторождении вторичной зоны обогащения.

Ключевые слова: серебряные месторождения, зона окисления, гипергенные минералы.

Kimpiche Ag deposit, West Upper Yana Basin, Sakha-Yakutia: Formative conditions of the oxidation profile

LYUDMILA ANATOLYEVNA OSTAPENKO, VASILY VASILYEVICH ARISTOV, OLEG BORISOVICH RYZHOV, NATALIA VLADIMIROVNA TIKHONOVA, DMITRY NIKOLAEVICH ZADOROZHNY, VASILY VLADIMIROVICH SHIROKOV, YURY IVANOVICH BOGDANOVICH, VALENTINA NIKOLAEVNA GERASIMOVA

Major formative controls of the oxidation profile in general and individual supergenic processes are established, i.e., structural features of the deposit along with mineralogy of ores and host rocks. The supergenic profile was developed before and during the erosion stages under humid climate; formation of supergenic minerals kept on going with cooling of the climate and the onset of permafrost. Alkaline environment prevailed in the weathering profile, hence insignificant redistribution and transport of the ore-forming chemical elements and, consequently, practical absence of the oxidation profile within the deposit.

Key words: Ag deposit, oxidation profile, mineralogy, formative environment, permafrost.

Изучение зоны окисления — неотъемлемая часть работ при разведке серебряных месторождений [4], так как окисление руд, приводящее к изменению химического и минерального составов, существенно влияет на технологию их обогащения. Поэтому определение условий формирования зоны окисления, определяющих глубину распространения и конфигурацию ее границ, перераспределение химических элементов, изменение форм нахождения полезных компонентов, является важной составляющей при изучении серебряных месторождений с развитой зоной окисления.

Месторождение Кимпиче расположено в пределах Кимпиче-Берелехского сереборудного узла, выделенного в составе Бытантайского рудного района [1]. Оно состоит из нескольких сближенных сереборудных участков, в которых продуктивная минерализация локализована в сидеритовых жилах среди пород халджинской свиты раннепермского возраста алевро-глинистой формации.

Доминирующая рудовмещающая структура представляет собой долгоживущую сдвиговую зону северо-западного простирания с чередованием участков

локального приоткрывания с участками относительно сжатия как по простиранию, так и по падению. Для сдвиговой зоны характерны многочисленные сочленяющиеся и субпараллельные швы, каждый из которых мог подновляться самостоятельно при возобновлении тектонической активности. Зона контролирует протяженную (3,5 км) полосу гидротермально-измененных пород, ширина которой достигает сотен метров. Максимальная интенсивность метасоматических изменений приурочена к стержневым частям тектонических нарушений вдоль жильно-прожилковых зон, и их мощность составляет 100—200 м. К метасоматическим новообразованиям в составе вмещающих пород отнесены серицит (мусковит), альбит, кварц, доломит, анкерит, сидерит. Отмечаются также хлорит и амфибол, которые с большей долей вероятности можно отнести к метаморфогенным.

Интенсивность метасоматических преобразований пород очень высока. При изучении керна скважин не встречено пород, не затронутых такими преобразованиями. Слабоизмененные породы распространены ограниченно. Наиболее широко представлены интен-

сивно измененные породы, в которых метасоматические новообразования отмечаются во всем объеме, часто без сохранения первичных текстурно-структурных особенностей породы. Метасоматиты преимущественно являются полиэтапными образованиями. Среди новообразований наиболее распространены карбонаты, серицит (мусковит) и альбит. Кварцевые метасоматиты присутствуют в подчиненном количестве. Содержания карбонатов доломит-анкеритового ряда в метасоматитах по данным количественного рентгено-фазового анализа иногда достигают 20—25%. Количество сидерита при этом не велико (до 7%). В метасоматитах до глубины 50 м отмечаются высокие (до 21%) содержания гётита (гидрогётита) преимущественно образовавшегося по сидериту. Количество сидерита и гидроксидов железа остается низким за пределами рудных зон и существенно увеличивается на расстоянии первых метров от рудной зоны.

Местами отмечается локально проявленная пиритизация вмещающих пород, часто согласная с напластованием. Вариации ее интенсивности весьма значительны (0,1—70%). Морфология пиритовых выделений разнообразна: 1) редкая, мелкая (0,5 мм), часто пылевидная, равномерная вкрапленность в алевролите; 2) скопления мелких фромбоидальных выделений; 3) вкрапленность кубических кристаллов и их сростков размером до 3—4 мм в светло-серых средне-крупнозернистых линзовидно-полосчатых метасоматах кварц-карбонатного состава; 4) густая вкрапленность, местами почти до мономинеральных стяжений пылевидного пирита в алевролите, часто концентрирующаяся по разнонаправленной сланцеватости; 5) линзовидно-гнездовые скопления агрегативного пирита, часто с гранными окантовками; 6) псевдоморфозы пирита (часто с карбонатом) по органическим остаткам, например, лилиям; 7) прожилковые образования. Во всех пиритах содержания не превышают: Au 0,04 г/т, а Ag 16 г/т.

Рудоносная структура представлена минерализованными зонами дробления, приуроченными к серии сближенных кулисовидных нарушений в левосторонней сдвиговой зоне северо-западного простирания. Разностадийные минеральные образования локализованы в одних и тех же структурах. Гидротермальный процесс разделен на восемь последовательных стадий минералообразования, проявившихся в ходе двух этапов развития структуры месторождения [8]. Продуктивная серебро-блёклорудная стадия — заключительная. Минеральные агрегаты, образовавшиеся на данной стадии, развиваются метасоматически по ранее сформированному кварц-сидеритовым жилам и прожилкам. Кварц-блёклорудная парагенетическая ассоциация формирует гнездово-прожилково-вкрапленные образования размером от долей миллиметра до 10—15 см. Серебряная минерализация характеризуется крайне неравномерным распределением.

Основной жильный минерал — сидерит, в подчиненных количествах фиксируется кварц. В составе сидерита по данным рентгеноспектрального микроанализа отмечаются примеси (в %): Mg 2,15—12,06, Mn 1,16—1,96 и Ca 0—0,46. Наиболее распространенный рудный минерал — блёклая руда, значительно реже встречаются пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит. Основным полезным компонентом руд — серебро. Как попутные могут рассматриваться сурьма и медь. Основным гипогенным носителем всех этих элементов является блёклая руда. По составу на месторождении выделяются две блёклые руды: серебросодержащий тетраэдрит и фрейбергит (табл. 1).

Как известно, на серебряных месторождениях Северо-Востока России основная фаза образования мощных линейных зон окисления на рудных месторождениях протекала синхронно с формированием площадных кор выветривания [3] в условиях пенепленизации в конце мелового периода и палеогене [2, 6]. В этот период развитие гипергенезного процесса происходило в стабильной геолого-тектонической и климатической обстановке [3] с продвижением границы окисленных руд на глубину в соответствии с палеорельефом и формированием углубленных «карманов» в местах тектонических нарушений. Нарушение стабильности геологической обстановки в конце третичного периода [2, 9], приведшее в результате неотектонических подвижек к интенсивной эрозии и формированию современного рельефа, обусловило наличие второй фазы (эрозионный этап) развития зоны окисления. Процесс эрозии протекал быстрее, чем гипергенные изменения руд, в результате чего на современную поверхность выводились рудные тела с различной степенью окисления.

Руды месторождения Кимпиче интенсивно окислены. Постоянное подновление большого количества тектонических нарушений, образующих зоны интенсивной трещиноватости, обусловило возможность проникновения поверхностных вод, обогащенных кислородом, на значительную глубину. В керне скважин гипергенные преобразования фиксируются до глубины 250 м от современной поверхности. Гипергенным преобразованиям подвержены как рудные минералы, так и вмещающие их жильные агрегаты, так как сереброрудная минерализация на месторождении сконцентрирована преимущественно в пределах сидеритовых жил. Причем окисление начинается с сидерита, который относится к легко окисляющимся минералам [7], и в присутствии кислорода двухвалентное железо переходит в трехвалентное с образованием вторичных оксидов (гематит) и гидроксидов железа (гётит, гидрогётит, гидрогематит). Степень окисления сидерита неравномерная. На поверхности она обнаруживает связь с гипсометрическим положением рудного тела (рис. 1), т.е. окисление интенсивнее в жильных телах, располагающихся гипсометри-

1. Состав блёклых руд по данным рентгеноспектрального микроанализа

Элементы	Тетраэдрит				Фрейбергит			
	Число определений	Содержание, %			Число определений	Содержание, %		
		Минимальное	Максимальное	Среднее		Минимальное	Максимальное	Среднее
Ag	108	0	15,06	4,79	14	33,93	56,56	48,79
Cu	108	27,48	43,28	35,42	14	0,46	16,15	4,01
Fe	108	0	7,04	5,22	14	0	4,01	3,1
Zn	108	0	8,35	1,84	14	0,24	6,61	3,73
Sb	108	13,95	29,36	23,68	14	15,61	22,82	20,41
S	108	22,55	26,50	24,98	14	19,21	21,58	20,9
As	108	0,9	7,52	3,34	14	1,65	2,95	2,47
Pb	32	0	0,21	0,08	2	0,07	0,07	0,07
Sn	32	4,00	0,24	0,14	2	0,05	0,09	0,07
Cd	32	0	0,08	0,02	2	0,11	0,2	0,16
Bi	32	0,07	0,67	0,26	2	0,08	0,23	0,16
Te	32	0	0,08	0,02	2	0,14	0,15	0,15
Se	32	0	0,09	0,05	2	0	0,02	0,01
Au	32	0	0,32	0,02	2	0,19	0,27	0,23
Hg	32	0	0,87	0,35	2	0,5	1,29	0,89

чески выше. Степень окисления блёклой руды ниже, чем сидерита, но при этом закономерности в изменении интенсивности такие же. Отмеченные закономерности не постоянны: интенсивно окисленные руды отмечаются и в пределах глубоко эродированных участков. Такие участки совпадают с пересечением основной рудной зоны северо-западного простирания поперечными тектоническими нарушениями северо-восточного простирания, что способствует образованию вдоль них углубленных «карманов» интенсивных гипергенных преобразований.

Следовательно, можно отметить, что степень окисления минералов на поверхности различна и преимущественно находится в зависимости от гипсометрического уровня. Поэтому можно с большой долей вероятности утверждать, что зона окисления в основном сформировалась в фазу пенепленизации.

На глубине интенсивность гипергенных процессов также различна. Одни скважины вскрывают первичные руды уже на глубине 70—80 м, в других на глубине 180 м встречается полностью окисленный сидерит. В интервалах с видимыми выделениями блёклой руды сидерит окислен интенсивнее, чем в целом по жильно-прожилковой зоне (рис. 2), что особенно контрастно можно проследить в слабо- или частично

окисленных рудах. Вероятно, это связано с тем, что анизотропность границы срастания между сидеритом и блёклой рудой обеспечивала образование трещин при пострудных тектонических подвижках благоприятных для поступления гипергенных растворов. В целом влияние на интенсивность гипергенных преобразований оказала как дорудная, так и пострудная тектоника.

Интенсивность окисления блёклой руды также крайне неравномерна даже в локальных сечениях. При микроскопических исследованиях часто отмечаются практически не окисленные выделения блёклой руды соседствующие с зернами, полностью замещенными гипергенными агрегатами. Чем крупнее выделение, тем менее интенсивно (на объем) оно окислено, так как площадь поверхности соприкосновения с гипергенными растворами одного крупного зерна меньше площади равного объема мелких зерен. Таким образом, блёклая руда как и сидерит, вероятно, окислялась вначале медленно. Однако после 20—30-процентного замещения гипергенными агрегатами процесс становился более интенсивным, что обуславливалось быстрой сменой кислой среды на щелочную, в которой скорость окисления блёклых руд существенно возрастает [11, 12].

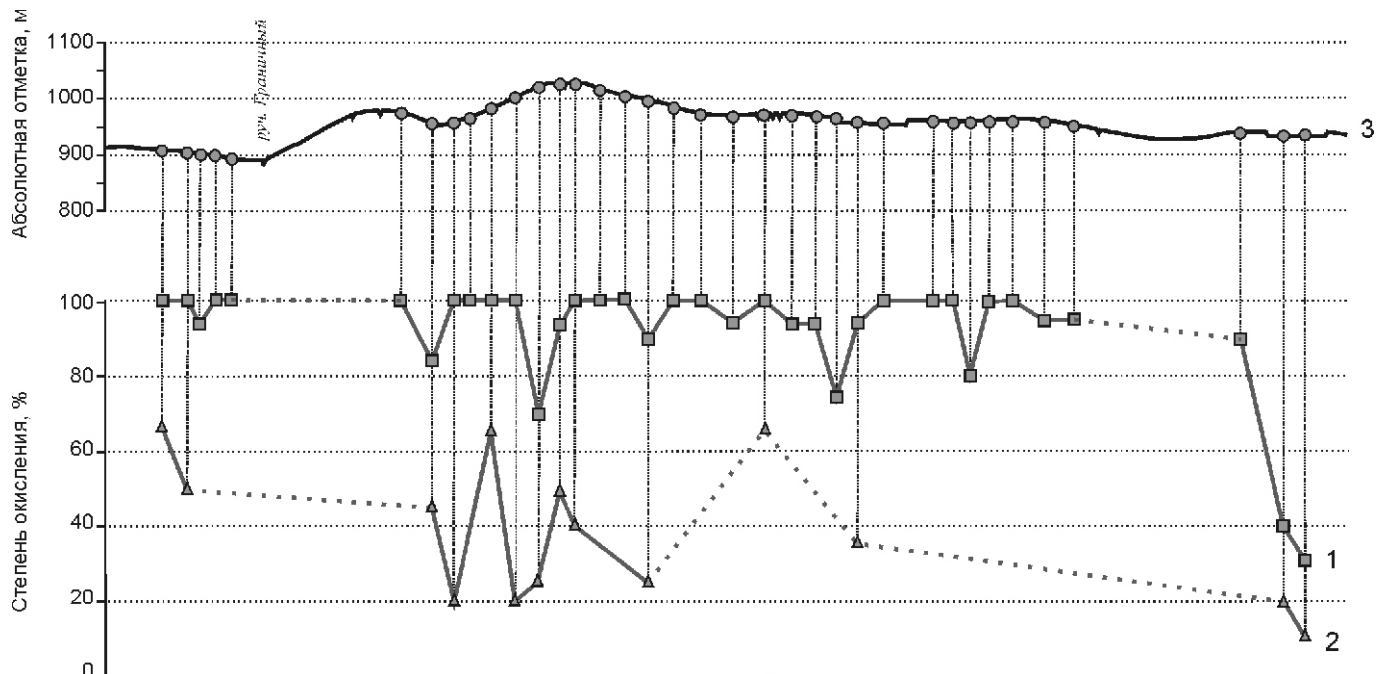


Рис. 1. Изменение степени окисления сидерита (1) и блёклой руды (2) по простиранию рудной зоны и соотношении с рельефом поверхности (3)

Наиболее удобным геохимическим критерием для определения степени окисления руд месторождения Кимпиче, исходя из данных, полученных для сход-

ных по составу руд месторождения Асгат [3, 5], является $K_{Fe} Fe_2O_3/FeO$. Оно характеризует интенсивность гипергенных преобразований наименее устой-

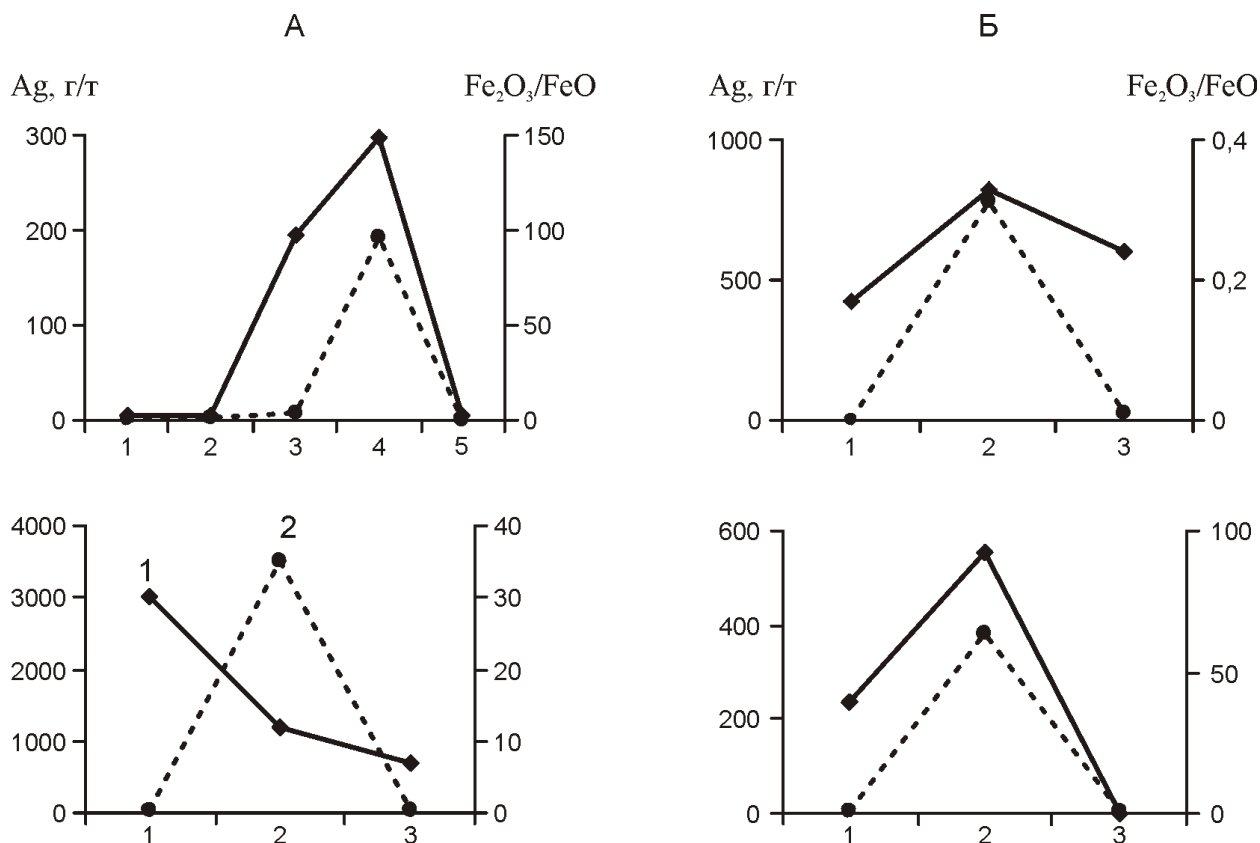


Рис. 2. Соотношение в борздовых (А) и керновых (Б) пробах степени окисления сидерита (1) и содержания серебра (2) в сечении жильной зоны

чивого минерала — сидерита и тесно коррелирует со степенью замещения блёклой руды вторичными минералами. Существенно, что в гипогенных рудах нет минералов, в состав которых входило бы трехвалентное железо (например, гематит), что исключает неопределенность в интерпретации изменчивости K_{Fe} .

Границы распространения в различной степени окисленных руд, вынесенные на вертикальную проекцию рудного тела (рис. 3), показали несовпадение конфигурации различных изолиний значений K_{Fe} , соответствующих границам распространения интенсивно- (K_{Fe} 10), частично- (K_{Fe} 2) и слабо окисленных (K_{Fe} 0,5) руд. На месторождении конфигурации и глубине распространения древней (связанной с пенепленизацией) зоны окисления, вероятнее всего, соответствует граница распространения интенсивно окисленных (K_{Fe} 10) руд.

При развитии второй (эрозионной) фазы окисления граница интенсивно окисленных руд практически не изменяла свою конфигурацию. При этом граница развития зоны окисления продолжила смещение на глубину с формированием новых углубленных «карманов» по неотектоническим нарушениям (см. рис. 1).

Для изучения характера перераспределения элементов в зоне окисления месторождения по данным химического состава бороздовых и керновых проб рудных интервалов был проведен корреляционных

анализ. По результатам корреляционного анализа химического состава первичных (слабо окисленных) руд четко выделяются три группы компонентов со значимыми положительными корреляционными связями внутри групп при отрицательных (или отсутствующих) закономерностях с элементами из других групп (табл. 2, а):

рудная — Ag, Cu, Sb, S, As и ассоциирующие с ними элементы-примеси Bi, Hg, Se. К этой же группе, но с более низкими значениями коэффициентов корреляции, относятся Pb и Zn;

жильная — Fe, Mg, Mn, Ca, CO_2 с ассоциирующими элементами-примесями Te и In;

породообразующая — Si, Al, Na, K, характеризующая количество вмещающих алевролитов, попавших в контур рудных тел в виде обломков в жилах брекчиевой текстуры, или как межпрожилковая составляющая. Большинство элементов-примесей (Sn, Be, B, Br, Ti, Ga, Ge, Rb, Nb, Ta, Hf, Tl), лантаноиды и актиноиды имеют сильные (коэффициент корреляции 0,7) связи с породообразующей группой элементов, т.е. содержания их являются фоновыми для вмещающих пород данной площади и они не принимали участие в рудном процессе.

Обычно гипергенные преобразования руд приводят к изменению их химического и минерального составов, а дифференцированная миграция элементов — к нарушению первичных корреляционных связей и существенному перераспределению [5]. Сопоставление данных корреляционного анализа химического состава окисленных и первичных руд месторождения Кимпиче таких закономерностей не выявило (см. табл. 2, б). Изменение в характере связей установлено только для натрия в результате появления связей с рудными элементами. Данный факт свидетельствует об участии натрия из вмещающих пород в процессе гипергенного минералообразования, что подтверждается детальными минералогическими исследованиями, установившими в составе гипергенных агрегатов тамаругит ($NaAl(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$) и натровую разновидность ромеита ($(Ca,Na,Mn)_2Sb_2O_6(F,OH,O)$), а также примеси натрия (до 0,1%) в других минералах (табл. 3).

Дисперсия содержаний, характеризуемая рассчитанным коэффициентом вариации, для большинства элементов осталась в окисленных рудах на том же уровне, что и в первичных (табл. 4). Только для цинка, обладающего высокой подвижностью в зоне гипергенеза [7], неоднородность распределения увеличилась. Отсутствие существенного перераспределения и миграций элементов при окислении руд данного месторождения обусловлена карбонатным составом жил и прожилков, а также высокими содержаниями карбонатов во вмещающих породах, «буферировавших» грунтовые воды, нейтрализуя кислые растворы и подавляя миграцию элементов.

Несмотря на отсутствие значительного перераспределения рудных элементов в зоне окисления мес-

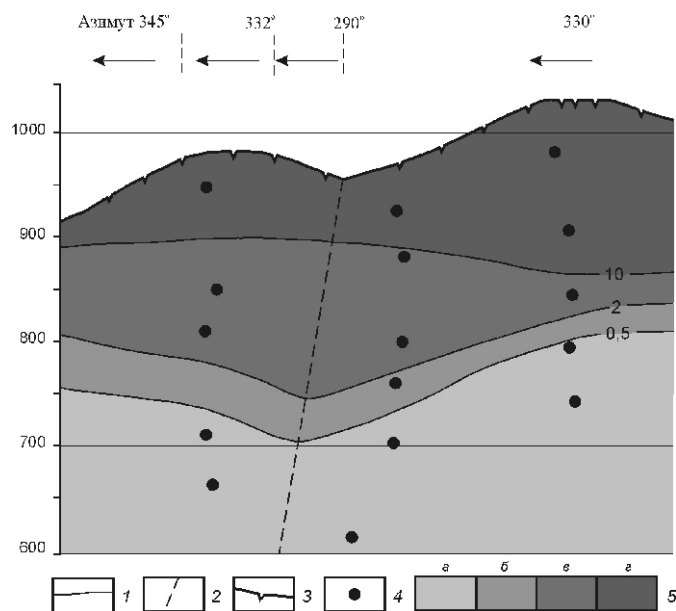


Рис. 3. Схема изменения интенсивности окисления руд. Фрагмент вертикальной проекции на рудную зону I:

1 — изолинии значений K_{Fe} Fe_2O_3/FeO ; 2 — предполагаемый неотектонический разлом; 3 — канавы; 4 — скважины; 5 — разновидности руд по степени окисления: а — не окисленные, K_{Fe} 0,5; б — слабо окисленные K_{Fe} 0,5—2; в — частично окисленные, K_{Fe} 2—10; г — окисленные, K_{Fe} 10

2. Корреляционные матрицы химического состава руд месторождения Кимпиче

[illegible]

3. Список гипергенных минералов, установленных на месторождении Кимпиче

Минеральные классы	Минеральные фазы	Химические формулы	Идентифицирована				Зафиксирован только в составе поли-минеральных гипергенных агрегатов (РФА)	Подтверждение диагностики инструментальными методами				
			визуально	под бинокуляром	микроско-пически			Рентгенофазовый анализ (РФА)	Рентгеноструктурный анализ	Рентгеноспектральный микроанализ (микронд)	ИК-спектроскопия	Электронно-микроскопические иссле- дования
					в проходящем свете	в отраженном свете						
Оксиды, гидроксиды	Гематит	Fe ₂ O ₃										
	Гидрогематит	Fe ₂ O ₃ xnH ₂ O										
	Гётит (гидрогётит)	- FeOOH										
	Лепидокрокит	- FeOOH										
	Валентинит	Sb ₂ O ₃										
	Партцит	(Cu,Fe) ₂ Sb ₂ (O,OH) ₇										
	Ромеит	(Ca,Na,Mn) ₂ Sb ₂ O ₆ (F,OH,O)										
	Стибиконит	(Sb ₃ O ₆)(OH)										
	Спертиниит	Cu(OH) ₂										
	Делафоссит	CuFeO ₂										
	Тенорит	CuO										
	Арсенолит	As ₂ O ₃										
	Клаудетит	As ₂ O ₃										
	Кварц	SiO ₂										
	Опал	SiO ₂ x nH ₂ O										
Силикаты	Диккит	Al ₄ (OH) ₈ [Si ₄ O ₁₀]										
	Каолинит	Al ₄ (OH) ₈ [Si ₄ O ₁₀]										
	Серицит	KAl ₂ (OH,F) ₂ [AlSi ₃ O ₁₀]										
	Гидрослюда											
Сульфаты, арсенаты, фосфаты	Ярозит	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₄										
	Алунит	KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆										
	Тамаругит	NaAl(SO ₄) ₂ 6H ₂ O										
	Mg-вупаткит	(Mg,Co,Ni)Al ₂ (SO ₄) 22H ₂ O										
	Алуноген	Al(SO ₄) ₃ 17H ₂ O										
	Гипс	CaSO ₄ 2H ₂ O										
	Бассанит	2CaSO ₄ H ₂ O										
	Карфосидерит	Fe ₂ (SO ₄) ₂ (OH) ₅ (H ₂ O)										
	Мелантерит	FeSO ₄ 7H ₂ O										
	Роценит	FeSO ₄ 4H ₂ O										
	Старкеит	MgSO ₄ 4H ₂ O										
	Эпсомит	MgSO ₄ 7H ₂ O										
	Англезит	PbSO ₄										
	Скородит	FeAsO ₄ 2H ₂ O										
	Фармакосидерит	Fe ₅ (OH) ₆ [AsO ₄] 6H ₂ O										
	Симплезит	Fe ₃ (AsO ₄) ₂ 8H ₂ O					?	?				
	Коркит	PbFe ₃ (OH) ₆ [PO ₄][SO ₄]										
	Плюмбогумит	PbAl(PO ₄)(HPO ₄)(OH) ₆					?	?				

Минеральные классы	Минеральные фазы	Химические формулы	Идентифицирована				Зафиксирован только в составе поли-минеральных гипергенных агрегатов (РФА)	Подтверждение диагностики инструментальными методами				
			визуально	под бинокуляром	микроско-пически			Рентгенофазовый анализ (РФА)	Рентгеноструктурный анализ	Рентгеноспектральный микроанализ (микрозонд)	ИК-спектроскопия	Электронно-микроскопические иссле- дования
					в проходящем свете	в отраженном свете						
Карбонаты	Кальцит	CaCO ₃										
	Арагонит	CaCO ₃										
	Магнезит	MgCO ₃										
	Гидромагнезит	Mg ₅ (OH) ₂ [CO ₃] ₄ 4H ₂ O										
	Хантит	CaMg ₃ (CO ₃) ₄										
	Малахит	Cu ₂ (CO ₃)(OH) ₂										
	Азурит	Cu ₃ (CO ₃) ₂ (OH) ₂										
	Церуссит	PbCO ₃										
	Смитсонит	ZnCO ₃										
	Доломит	CaMg(CO ₃) ₂										
	Mg-паралюмо-гидро-кальцит	(Mg,Ca)Al ₂ (CO ₃) ₂ (OH) ₄ 6H ₂ O										
Сульфиды, сульфосоли и др.	Ковеллин	CuS										
	Дигенит	Cu _{1,8} S										
	Халькозин	Cu ₂ S										
	Борнит	Cu ₅ FeS ₄										
	Кубанит	CuFe ₂ S ₃										
	Лаутит	CuAsS										
	Балканит	Cu ₉ Ag ₅ HgS ₈										
	Акантит	Ag ₂ S										
	Штромейерит	AgCuS										
	Ялпаит	Ag ₃ CuS ₂										
	Пиростильпнит	Ag ₃ SbS ₃										
	Полибазит	(Ag,Cu) ₁₆ Sb ₂ S ₁₁					?	?				
	Пирсеит	(Ag,Cu) ₁₆ As ₂ S ₁₂										
	Стефанит	Ag ₅ SbS ₄					?	?				
	Прустит	Ag ₃ AsS ₃					?	?				
	Полиаргирит	Ag ₂₄ Sb ₂ S ₁₅										
	Стибнит	Sb ₂ S ₃					?	?				
	Диморфит	As ₄ S ₃					?	?				
	Кераргирит	AgCl										
	Самородное Ag											
	Самородная Cu											

4. Неоднородность химического состава природных типов руд

Классы значений коэф-фициентов вариации, %	Группы элементов (компонентов)							
	Рудная		Жильная		Породообразующая		Элементы-примеси	
	Первичные (слабо окисленные руды)	Окисленные (частично окисленные руды)	Первичные (слабо окисленные руды)	Окисленные (частично окисленные руды)	Первичные (слабо окисленные руды)	Окисленные (частично окисленные руды)	Первичные (слабо окисленные руды)	Окисленные (частично окисленные руды)
200		Pb					Te, I, W	Br, Sr
150—199	Ag, Pb, Cd, Se	Ag, Cu, Zn, S _{общ.} , Bi, Cd, Se, Hg		Ca			Br	Te, I, Ta
100—149	Cu, Sb, As, S _{сульфат.} , Bi, Hg	Sb, As, S _{сульфат.}		FeO			Ta, U	Li, Ni, Nb
100	Zn, S _{общ.}		CO ₂ , H ₂ O, FeO, Fe ₂ O ₃ , F _{общ.} , Mg, Mn, Ca	CO ₂ , H ₂ O, Fe ₂ O ₃ , F _{общ.} , Mg, Mn	C _{орг.} , K, Al, Si, Na, Ba	C _{орг.} , K, Al, Si, Na, Ba	Li, Be, B, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Ga, Ge, Rb, Sr, Zr, Sn, Nb, Hf, Mo, Y, In, Tl, Cs, Th, лантаноиды	Be, B, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ga, Ge, Rb, Zr, Sn, Hf, Mo, W, Y, In, Tl, Cs, Th, U, лантаноиды

торожения, некоторая их миграция все-таки фиксируется. Повышенные содержания серебра отмечаются в рыхлых агрегатах по вмещающим алевролитам на контактах с блёклорудно-сидеритовыми жилами и обломках алевролитов в жилах брекчиевой текстуры в непосредственной близости от гнездовых выделений частично окисленной блёклой руды (табл. 5, анализы 1, 2, 13). Миграция серебра в таких ситуациях составляет первые сантиметры (возможно десятки сантиметров), и не приводит к значительному разубоживанию руды. Повышенные (до 10 г/т) содержания Ag (см. табл. 5, анализы 10, 11, 12) в гипергенных карбонатах (малахит, азурит, кальцит), обусловлены его миграцией на расстояния от первых миллиметров до первых метров, но доля серебра в общем балансе распределения, приходящаяся на карбонаты меди, невелика. В отличие от серебра миграция меди более существенна, что приводит к снижению ее содержаний во вторичных минералах, развивавшихся по блёклой руде с формированием незначительных гипергенных ореолов рассеяния (первые десятки сантиметров).

На площади месторождения широко распространены сульфатные минеральные фазы (см. табл. 3), которые формируют белые, буроватые, желтые и зеленовато-голубоватые агрегаты по трещинам во вмещающих породах и в полостях выщелачивания сидерита, преимущественно без связи с рудными телами. Исходя из этого, можно считать, что основные объемы таких агрегатов образовались не за счет окисления рудных минералов из жильно-прожилковых образова-

ний, а за счет окисления пирита из вмещающих пород. Повышенные (на порядок относительно «кларка») содержания серебра в таких и глинистых гипергенных агрегатах (см. табл. 5, анализы 3—8), вероятнее всего, обусловлены не «рассеянием» рудного серебра, а его «выщелачиванием» гипергенными растворами из вмещающих пород. Окисление пиритов из вмещающих пород способствовало также повышению кислотности и окислительных свойств гипергенных растворов [3].

На фоне отсутствия заметных миграций основных рудных компонентов постоянно отмечаются микроперераспределения. Так, при окислении блёклых руд формируются полифазные зональные минеральные агрегаты с контрастным распределением химических элементов (рис. 4). Зафиксировано также формирование отдельных, геохимически «специализированных», гипергенных агрегатов, сформированных путем замещения различных зерен блёклой руды: с преобладанием серебряных минералов (по фрейбергиту), с преобладанием медных минеральных форм в агрегатах со следами тектонических деформаций и существенным доминированием оксидов и гидроксидов сурьмы (рис. 5). Эти факты свидетельствуют о наличии миграции всех рудных элементов, хотя масштабы подобных миграций крайне незначительны и в основном характеризуются первыми сантиметрами.

Об отсутствии существенных перемещений серебра и сурьмы свидетельствуют также и данные рентгенофазового анализа минеральных агрегатов различных типов (табл. 6): псевдоморфоз по блёклой

5. Содержание рудных элементов в гипергенных агрегатах

Характеристика материала	Содержание элемента				
	Ag, г/г	Cu, %	Zn, %	As, %	Sb, %
1. Серый рыхлый материал по алевролиту из зоны висячего контакта блёклорудно-сидеритовой жилы (мощность рыхлого материала в полотне траншеи 7—10 см)	8,08	0,0022	0,01	0,082	0,01
2. Желтовато-охристо-серый рыхлый материал по алевропесчанику(?) с лежащего контакта блёклорудно-сидеритовой жилы	12,5	0,007	0,019	0,19	0,01
3. Каолинит из зоны тектонического нарушения в алевролитах (гнезда до 5 см и более, скопления вдоль трещин)	0,05	0,0035	0,005	0,01	0,01
4. Каолиновый агрегат из зоны трещиноватости в алевролитах рядом с зоной сидерит-кварцевого прожилкования	0,79	0,0037	0,005	0,01	0,012
5. Сульфатные гипергенные агрегаты (возможно с некоторым количеством каолинита) из зоны интенсивного гипергенного «засоления» в интенсивно трещиноватых, темно-серых, слабоизмененных алевролитах	1,09	0,004	0,0051	0,01	0,01
6. Тонкие, не более 3—4 мм, чаще 1 мм, прожилки белых гипергенных агрегатов (гипс, арагонит, магнезит) по трещинам в алевролитах	4,50	0,0067	0,005	0,01	0,013
7. Гипс-ярозитовое линзовидно-прожилковое образование в алевролите (возможно, по сидериту)	0,30	Не определялся			
8. Стекловатый полупрозрачный плотный зеленый сульфатный агрегат (преобладает роценит, в подчиненных количествах — старкеит), в порошке — белый, по трещинам в алевролите. По контакту алевролита и плотной стекловидной массы сульфатов отмечаются сноповидные белые волокнистые образования цеолитов (преобладает цеолит группы филлипсита, в незначительных количествах присутствует анальцим)	4,28	0,012	0,02	0,01	0,01
9. Кварцевая брекчия (в обломках вмещающие породы, цемент кварцевый), без сидерита и блёклой руды, с большим количеством гипергенных, в т.ч. медных, минералов (малахит, азурит, гидрогётит и др.), выполняющих трещины	18,14	6,56	0,018	0,024	0,01
10. Рыхлый агрегат гипергенного кальцита из друзовой полости крупнокристаллической (до 5—7 см) сидерит-кварцевой жилы	24,91	0,022	0,0061	0,01	0,01
11. Материал окисленной сидеритовой жилы с «перемещенным» малахитом и азуритом по трещинам в сидерите	49,12	12,63	0,18	0,63	0,47
12. Малахит и азурит из трещин в алевролите	35,62	Не определялся			
13. Рыхлый материал по крупному обломку алевролита внутри блёклорудно-сидеритовой жилы брекчиевой текстуры	252,9	0,2	0,0082	0,044	0,15
14. Желтовато-серовато-зеленоватый полиминеральный гипергенный агрегат по блёклой руде с секущими малахит-азуритовыми прожилками	73450 (7,3%)	11,19	0,61	2,51	6,26

Примечание. Содержания Ag, Cu, Zn, Sb определялись атомно-абсорбционным анализом; As — фотометрическим.

руде и агрегатов, выполняющих трещины и полости выщелачивания в окисленном сидерите. В «перемещенных» гипергенных агрегатах, которые сформировались за счет блёклых руд, установлены только минеральные фазы, содержащие Cu, S и As.

В составе большинства гипергенных агрегатов в единой пространственной ассоциации фиксируются минералы, образование которых происходило в различных pH-условиях (см. табл. 6). Быстрая смена таких условий способствовала образованию очень мелких (первые микроны и менее) отдельных кристаллов, чем обусловлена и большая доля (до 80%) рентгеноаморфных фаз в изученных образцах.

Детальное изучение минерального состава гипергенных агрегатов с применением микрозонда, электронного микроскопа и рентгенофазового анализа позволило установить с высокой степенью достоверности 60 гипергенных минералов, относимых к различным минеральным классам (см. табл. 3): оксиды и гидроксиды, силикаты, карбонаты, сульфаты, арсенаты, фосфаты, сульфиды и сульфосоли, галогениды, самородные элементы. Многие из них являются индикаторными, четко характеризующими условия в момент минералообразования [10].

Так, преобладание гидратированных минералов над безводными — признак формирования большей

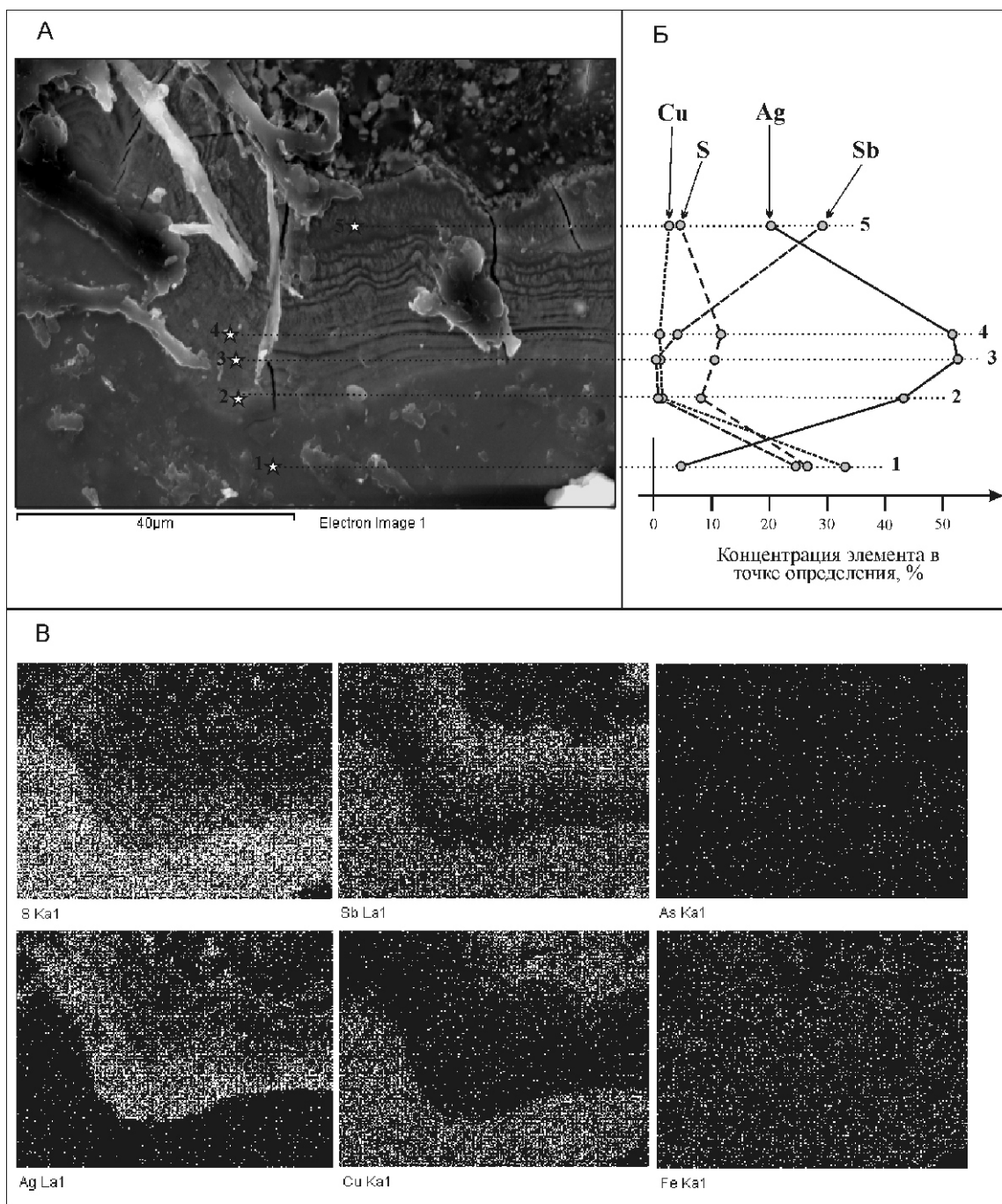


Рис. 4. Замещение блёклой руды гипергенными агрегатами:

А — общий вид аншлифа в сканирующем микроскопе с вынесенными точками анализа (1 — блёклая руда; 2—5 — каймы гипергенных агрегатов); Б — изменение концентраций элементов по профилю определений; В — фото в характеристических рентгеновских излучениях (анализы выполнены Н.В.Лесковой, ИГАБМ СО РАН)

части гипергенных парагенезисов в условиях гумидного климата. Присутствие в рудах многоводных кристаллогидратов типа мелантерита, эпсомита, алуногена, вупаткита, тамаругита и, вероятно, карфосидерита, фармакосидерита и симплезита наоборот свидетельствует о том, что гипергенное минералообразование продолжается и в условиях многолетней мерзлоты.

Кристаллизация минералов происходила из растворов, характеризующихся различными окислительно-восстановительными потенциалами (Eh): арсенолит 0,1—0,2 В; мелантерит 0,3 В; скородит 0,5 В.

Концентрации в растворах минералообразующих компонентов также изменялись. Например, образование азурита после малахита свидетельствует о повышении концентрации CO_2 в ходе эволюции гипер-

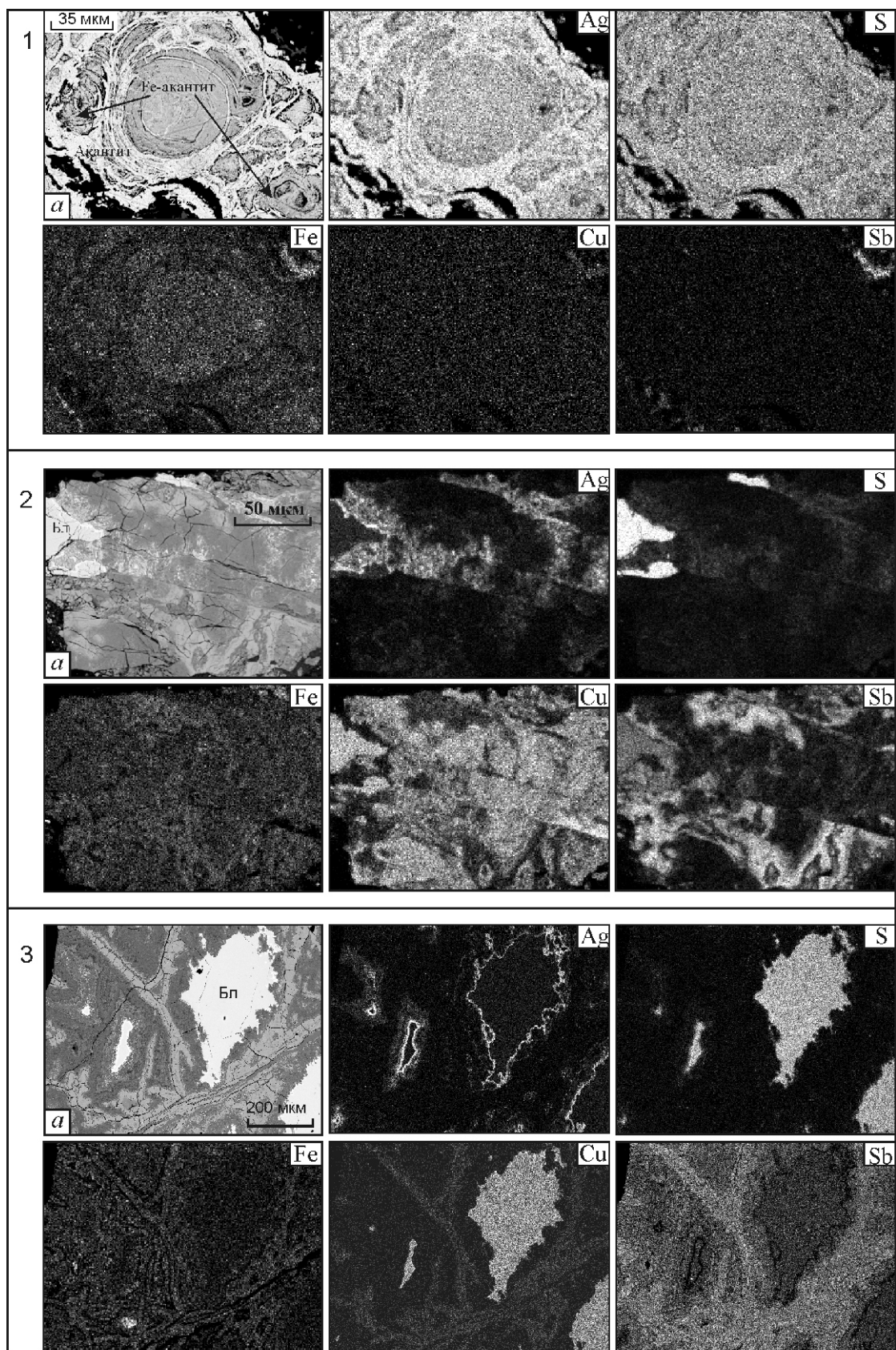


Рис. 5. Геохимическая «специализация» гипергенных агрегатов, замещающих блёклую руду (Бл):

а — аншлиф в отраженных электронах; Ag, S, Fe, Cu, Sb — в характеристических излучениях: 1 — акантитовый агрегат, сформировавшийся по фрейбергиту; 2 — полифазный агрегат с преобладанием медных минералов; 3 — полифазный зональный гипергенный агрегат, состоящий преимущественно из оксидов и гидроксидов сурьмы (съемка проведена при помощи сканирующего электронного микроскопа «Jeol JSM-6480LV») (В.О.Япаскурт, МГУ)

6. Минеральный состав гипергенных агрегатов из кварц-сидеритовых жил месторождения Кимпиче по данным рентгенофазового анализа

Минерал	Химическая формула	pH образования*	Минеральный состав гипергенных агрегатов различных типов															
			Псевдоморфозы по блёклой руде								Выполнение трещин и полостей выщелачивания в окисленном сидерите							
			2	2	1	2	2	1	2	2	1	2	2	1	2	2	1	3
Тетраэдрит	$(\text{Cu}, \text{Ag})_{10}(\text{Zn}, \text{Fe})_2\text{Sb}_4\text{S}_{12}$																	
Арсенопирит	FeAsS									с	1							
Акантит	Ag_2S		1	1		1	2		1	1								
Самородное серебро	Ag										1							
Полибазит	$(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$									?								
Прустит	Ag_3AsS_3		1															
Ковеллин	CuS								?									
Лаурит	CuAsS								?									
Стибнит	Sb_2S_3																	
Пиростильпнит	Ag_3SbS_3			2						1								
Диморфит	As_4S_3																	
Кубанит	CuFe_2S_3														с			
Партицит	$\text{Cu}_2\text{Sb}_2(\text{O}, \text{OH})_7$			2						2								
Куприт	Cu_2O	5	1															
Валентинит	Sb_2O_3			2						2								
Стибиконит	$(\text{Sb}_3\text{O}_6)(\text{OH})$									2								
Малахит	$\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$	8	2		2	2			2					?				
Азурит	$\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$	8	1		2	3	3	2				1	1	3	1			
Магнезит	MgCO_3					1	2		1						3	2	3	1
Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$											2					2	
Mg-паралономо-гидрокаралцит	$(\text{Mg}, \text{Ca})\text{Al}_2(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$																	3
Симплезит	$\text{Fe}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$																	
Фармакосидерит	$\text{Fe}_5(\text{OH})_6[\text{AsO}_4] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$				2	?					1	3						
Скородит	$\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	7													1			
Плюмбогумит	$\text{PbAl}(\text{PO}_4)(\text{HPO}_4)(\text{OH})_6$																	
Гётит, гидрогётит	— FeOOH	2—4, 6, 7	2		2		2	1			2	2	2	2	2	1	с	с

Минерал	Химическая формула	pH образования*	Минеральный состав гипергенных агрегатов различных типов															
			Псевдоморфозы по блёклой руде								Выполнение трещин и полостей выщелачивания в окисленном сидерите							
Лепидокрокит	— FeOOH	6																
Гематит	Fe ₂ O ₃								2		1			1				1
Ярозит	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₄	3	1	1	2	2			2		2		3		?			
Роценит	FeSO ₄ 4H ₂ O	от 3									2							
Карфосидерит	Fe ₂ (SO ₄) ₂ (OH) ₅ (H ₂ O)									3			2		3			
Гипс	CaSO ₄ 2H ₂ O									2								
Барит	BaSO ₄													с				
Кварц	SiO ₂	8		2		3		1	1	1	2	1	2	3	1	2	3	1
Опал	SiO ₂ nH ₂ O																	2
Альбит	Na[AlSi ₃ O ₈]						1				1							1
Сершит	KAl ₂ (OH,F) ₂ [AlSi ₃ O ₁₀]								2	1					1	1		2
Гидрослода									1					2			1	1
Каолинит	Al ₄ (OH) ₈ [Si ₄ O ₁₀]									1								
Диккинг	Al ₄ (OH) ₈ [Si ₄ O ₁₀]																3	3
Рентгеноаморфная фаза			3	2	2									2				

Примечание. * — данные по Л.К.Яхонтовой, А.П.Грудеву, 1987; содержания минерала: 3 — много; 2 — есть; 1 — мало; с — следы.

генных растворов до значений $>0,014$ г/л. Присутствие в растворе CO_2 , а также SO_4 замедляли окисление Fe^{2+} , что приводило к образованию лепидокрокита вместо гидрогетита.

Постоянное сонахождение в одних пространственных ассоциациях минералов, характеризующих последовательные стадии гипергенного минералообразования (кислая — гидрогетит, ярозит, гипс; близонейтральная — гидрогетит, скородит; щелочная — гидрогетит, гематит, лепидокрокит, скородит, малахит, азурит, кварц, опал), свидетельствует о многократно циклично повторяющемся процессе, в результате которого сформировались близкие по минеральному составу гипергенные агрегаты по всему разрезу зоны окисления.

Таким образом, изучение закономерностей распространения зоны окисления на месторождении Кимпиче, а также детальное изучение минерального состава гипергенных агрегатов, позволили определить основные факторы, обеспечившие образование зоны окисления и условия протекания гипергенных процессов. Основные факторы, влиявшие на характер протекания гипергенных процессов являются следующие:

структура месторождения, характеризующая высокой концентрацией разрывных нарушений и сопровождающих их зон повышенной трещиноватости вмещающих пород, обеспечивающих интенсивность гипергенных преобразований руд на глубину;

морфология рудных тел, обусловившая линейное развитие (вдоль рудных зон и жил) зоны окисления с наследованием по мощности и конфигурации контуров первичных руд;

минеральный состав первичных руд, в которых основным жильным минералом является легко окисляемый минерал сидерит;

минеральный состав вмещающих пород, характеризующий интенсивной карбонатизацией и пиритизацией.

Формирование зоны окисления месторождения, также как и на других серебряных объектах, расположенных в районах развития многолетней мерзлоты [3], происходило в три этапа: пенепленизация, эрозионный и криогенез. Наиболее интенсивные гипергенные преобразования протекали в условиях пенепленизации при гумидном климате в пределах линейной структуры одновременно с формированием площадной коры выветривания. Нижняя граница зоны окисления была сформирована во вторую (эрозионную) фазу и коррелирует с палеорельефом, углубляясь в местах наиболее интенсивных тектонических нарушений. В настоящее время зона окисления частично

уничтожена эрозией. Гипергенные преобразования фазы криогенеза продолжаются до настоящего времени.

Гипергенные минеральные агрегаты образовывались при многократных циклично-пульсационных сменах Eh- и pH-условий.

Доминирование щелочных условий протекания процесса окисления обусловили интенсивные преобразования основного рудного минерала — блёклой руды.

Минеральный состав руды с преобладанием среди жильных минералов сидерита, а также повышенные содержания карбонатов во вмещающих породах «буферировали» гипергенные растворы, что стало причиной отсутствия значительного перераспределения и миграций большинства химических элементов в зоне окисления месторождения и вследствие этого отсутствия зоны вторичного обогащения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В.В., Тихонова Н.В., Орлова Г.Ю., Соловьев К.В. Кимпиче — месторождение нового типа в Западном Верхоянье // Руды и металлы. 2006. № 2. С. 28—41.
2. Барсанова Ю.П., Бискэ С.Ф. Северо-Восток СССР. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. —М.: Наука, 1964.
3. Двуреченская С.С. Гипергенные минералы серебряных месторождений. —М., 2001.
4. Методические рекомендации по применению классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (серебряных руд). —М., 2007.
5. Остапенко Л.А., Двуреченская С.С., Рыжов О.Б. Природные типы серебряных руд и критерии их выделения на месторождениях с развитой зоной окисления // Руды и металлы. 2010. № 5. С. 23—33.
6. Русанов В.С., Бороденкова З.Ф., Гончаров В.Ф. и др. Геоморфология Восточной Якутии. —Якутск: Якутское книжное издательство, 1967.
7. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. —М.: Изд-во АН СССР, 1951.
8. Тихонова Н.В. Геологическое строение серебряного месторождения Кимпиче (Западное Верхоянье) / Автореф. дис....канд. геол.-минер. наук. —М., 2009.
9. Шило Н.А. Тектоно-геоморфологическая эволюция поверхности Северо-Востока и россыпеобразование / Проблемы наук на Северо-Востоке СССР. —Магадан, 1967. С. 146—153.
10. Яхонтова Л.К., Грудев А.П. Минералогия окисленных руд. —М.: Недра, 1987.
11. Яхонтова Л.К., Земан П., Нестерович Л.Г. К вопросу об окислении тетраэдрита // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 2. С. 461—464.
12. Яхонтова Л.К., Нестерович Л.Г., Двуреченская С.С. Характер окисления серебряных сульфосолей // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 4. С. 949—951.

Структуры серебряных месторождений Верхоянья

ДМИТРИЙ НИКОЛАЕВИЧ ЗАДОРЖНЫЙ, НАТАЛИЯ ВЛАДИМИРОВНА ТИХОНОВА (ФГУП ЦНИГРИ; 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, к.1; e-mail: blagmet@tsnigri.ru)

На примере крупнейших серебряных месторождений Верхоянья рассмотрены структурные условия локализации серебряного оруденения. Показано, что главными рудоконтролирующими структурами являются зоны долгоживущих региональных разломов. Установлена ведущая роль сдвиговых деформаций в формировании структур серебряных месторождений различных формационных типов. Прослежена связь морфологических особенностей рудных тел с характером строения и кинематическим типом рудовмещающих разрывов. Определены структурные условия локализации богатых серебряных руд (рудных столбов).

Ключевые слова: структуры рудных полей, рудно-структурные парагенезы, рудные столбы.

The structures of silver deposits in Verkhoyansk region

DMITRY NIKOLAEVICH ZADOROZHNY, NATALIA VLADIMIROVNA TIKHONOVA

The structural conditions of silver ore location are considered basing on models of major deposits in Verkhoyansk region. It is proved that the main ore-controlling structures are long-lived regional faults. Leading role of shear deformations in silver deposits structures forming of different types is established. The connection of ore-bodies morphological details with kinematic type and structure of ore-bearing faults is traced. The structural conditions of rich silver ores (ore shoots) location are determined.

Key words: silver deposits, ore-field structures, ore-structure paragenesis, ore shoots.

В настоящее время территория Верхоянья является площадью с наиболее высоким металлогеническим потенциалом серебра в пределах Российской Федерации. Ресурсы серебра разных категорий находятся на уровне крупнейших мировых провинций (Мексиканская, Канадская, Западно-Европейская, Средне-Азиатская), отличаясь от них высокими содержаниями в рудах Ag 700 г/т.

По оценке авторов [1], ресурсный потенциал Верхоянской провинции по рудному серебру составляет 85 000 т. С одной стороны, эта высокая оценка подтверждается наличием крупных серебряных месторождений — Прогноз и Мангазейское (рис. 1), которые готовятся к отработке компаниями ЗАО «Прогноз» и ООО «Прогноз-Серебро». С другой, за последние годы в пределах Верхоянья значительно увеличилось число новых перспективных объектов, опосредованных за счет средств федерального бюджета. Один из таких объектов — месторождение Кимпиче, в пределах которого в настоящее время ОАО «Янгеология» завершаются поисково-оценочные работы.

В ходе работ, проводимых на месторождениях, вскрыты и изучены многочисленные структурные элементы, вмещающие различные морфологические типы серебряного оруденения, определяющие распространение руд разного состава, контролирующее положение участков с разной продуктивностью. В результате формируются более корректные представления о структурах месторождений [5, 9], способствующие более целенаправленному ведению геологоразведочных работ как в пределах этих месторождений, так и на слабоизученных серебряных про-

явлениях, требующих обоснованной оценки их перспективности и определения очередности вовлечения в поисковые работы.

Месторождение Мангазейское расположено в пределах Эндыбальского рудного узла, приуроченного к зоне сочленения структур Куранахского антиклинория и Сартангского синклинория. Эти структуры разграничивает Ньюктаминский разлом, зона

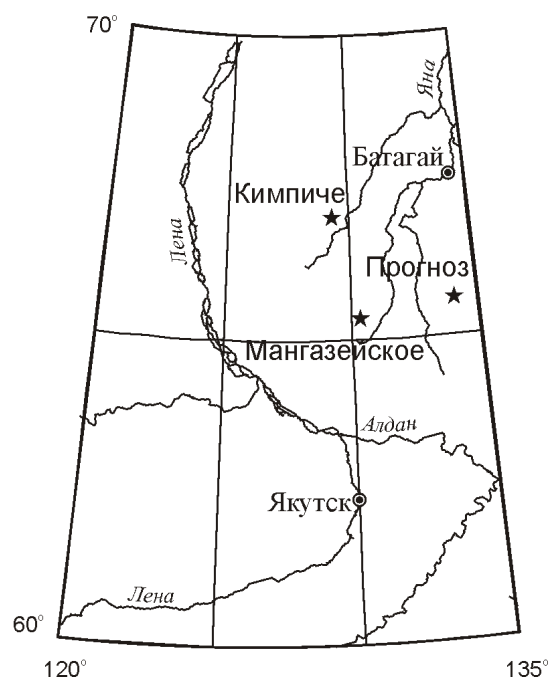
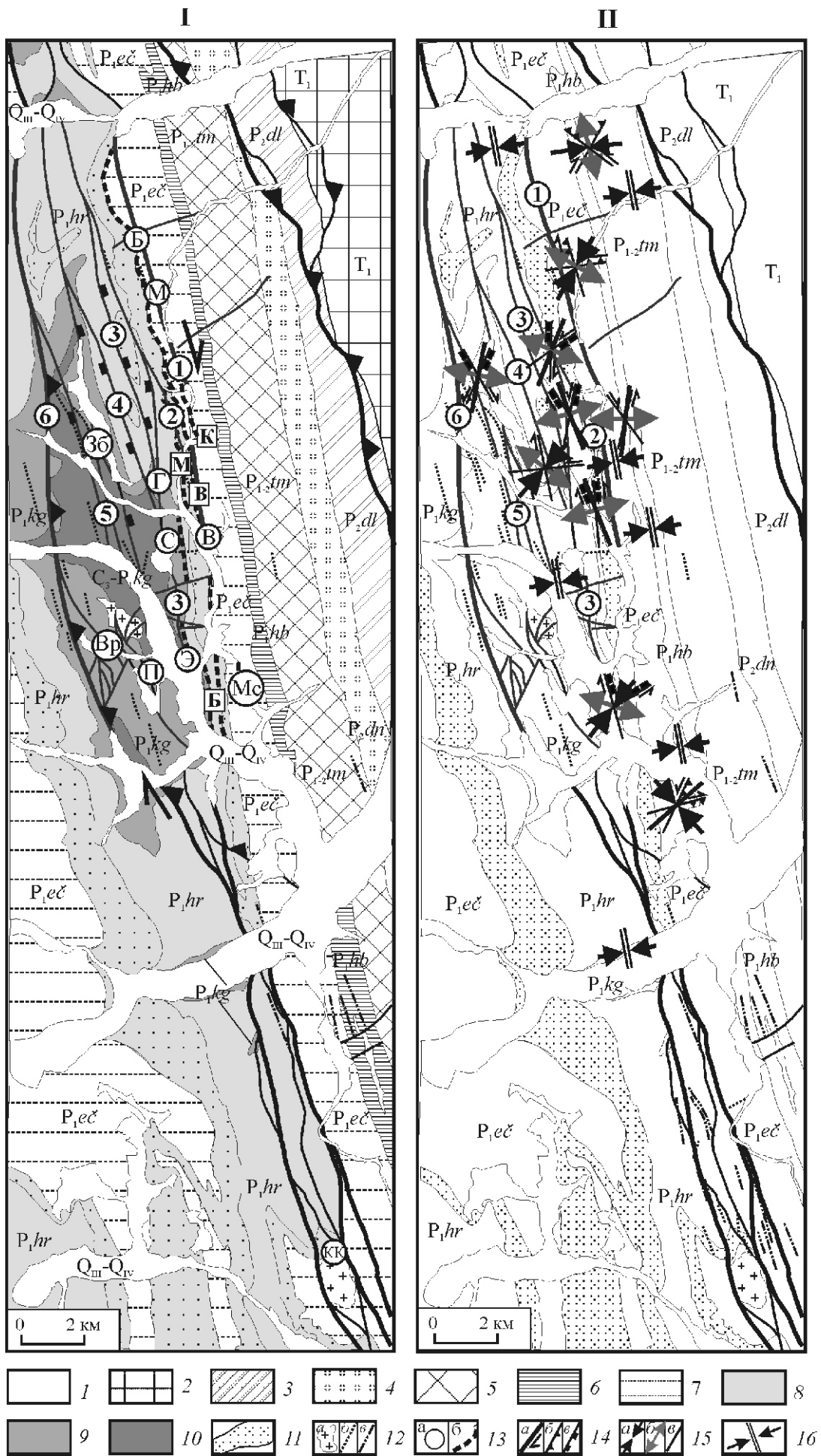


Рис. 1. Географическое положение серебряных месторождений



которого трассируется в субмеридиональном направлении на протяжении 200 км и является продольной по отношению к складчатым структурам, пространственно совпадая с Эндыбальской региональной флексурой. В геофизических полях разлому соответствует гравиметрическая ступень шириной около 20 км. Интенсивные магнитные аномалии линейно вытянуты согласно зоне разлома и трассируют гранитоидные интрузии мелового возраста (Эндыбальский шток и Кус-Кюельский массив). Отмечаются также дайки кислого и отдельные тела среднего состава, поля контактово-метаморфизованных пород.

Все рудные зоны Мангазейского месторождения локализируются в узкой полосе протяженностью около 40 км, на участке расширения Ньюектаминской разломной зоны от 2 до 7 км (рис. 2, I). Слабометаморфизованные терригенные толщи позднекаменноугольно-пермского возраста образуют здесь крутопадающую моноклиналь, осложненную мелкими складками: Мухалканской антиклиналью и примыкающей к ней с запада Мангазейской синклиналию север-северо-западного простирания (340—345°). Осевые плоскости складок и кливаж крутые (75—85°). Их азимуты падения преимущественно запад - юго-западные (250—260°). По отношению к основным разломам зоны, имеющим субдолготное простирание, осевые плоскости и кливаж развернуты относительно них под углом 10—15° по направлению часовой стрелки. На кливажных поверхностях фиксируется б-линейность пересечения слоистости и кливажа, с близпараллельным расположением к шарнирам складок. Реже отмечаются слабо изогнутые линейности, не сопровождающиеся новым кливажем и указывающие на наложенные сдвиговые деформации.

В пределах Мангазейского месторождения пологие шарьяжно-надвиговые структуры рассечены системой крутопадающих субмеридиональных разломов, сгруппированных в зоны скалывания (shear zones). В силу весьма сложной кинематики и строе-

ния зон скалывания, отсутствия хорошо выраженных ограничений они не отображены на тектонических и геологических картах. Внутри зон тесно сближенных разрывов породы интенсивно рассланцованы до тонких тектонических глин. В центральной части зоны много мелких сближенных субпараллельных плоских, притертых до зеркал скольжения сместителей.

Статистическая обработка кинематических элементов зон скалывания проведена с использованием как общепринятых методов структурного анализа [7, 10], так и на основе изучения напряженного состояния горных пород по векторам тектонических перемещений на зеркалах скольжения с помощью кинематического метода О.И.Гущенко [4]. Основные результаты кинематических исследований в центральной части Мангазейского месторождения приведены на рис. 2, II.

На месторождении прослеживается закономерное изменение типов полей тектонических напряжений и, соответственно, изменение кинематики разрывов по простиранию Ньюектаминской разломной зоны. Так, за пределами Мангазейского рудного поля фиксируется устойчивое субширотное близгоризонтальное сжатие. Ось растяжения разнонаправлена, падение крутое до вертикального. На флангах месторождения происходит переориентация оси сжатия до направления параллельного сдвиганию. Ось растяжения занимает умеренно наклонное положение и характеризуется значительной изменчивостью в направлении действия. В центральной части месторождения более устойчива ориентация оси растяжения, сохраняющая на большинстве участков пологое субширотное направление. Диапазон изменений направлений оси сжатия гораздо больший. Углы ее наклона к горизонту изменяются от 40 до 85°. Устанавливается веерообразное расщепление сдвигов с образованием сбросов на их дистальных окончаниях. Такой механизм расширения сдвиговой зоны на участке ку-

Рис. 2. Геолого-структурная схема рудного поля месторождения Мангазейское (I) и локальные поля тектонических напряжений в его структуре (II):

I — аллювиально-делювиальные отложения четвертичной системы; 2 — алевролиты нижнего отдела триасовой системы; пермские отложения: 3 — песчаники с прослоями алевролитов дулгалахской свиты (P_2dl), 4 — алевролиты деленжинской свиты (P_2dn), 5 — переслаивание песчаников и алевролитов тумаринской свиты (P_{1-2tm}), 6 — песчаники хабахской свиты (P_1hb), 7 — алевролиты эчийской свиты (P_1ec), 8 — переслаивание песчаников и алевролитов хорокытской свиты (P_1hr), 9 — алевролиты и песчаники кыгылтасской свиты (P_1kg); 10 — переслаивание алевролитов и песчаников каменноугольно-пермской системы кыгылтасской свиты (C_3-P_1kg); 11 — рудовмещающий пакет в кровле пород хорокытской свиты; 12 — меловые магматические образования: а — малые тела плагиогранодиорит-порфиров, б — дайки гранодиорит-порфиров, в — дайки долеритов; 13 — рудные зоны: а — секущие (буквы в кружках): Б — Бурное, М — Мухалканское, Зб — Забытое, К — Кузьминское, Г — Граничное, С — Стержневое, В — Вечернее, Э — Эндыбальское, Мс — Мысовое, К — Кус-Кюель, б — согласные (буквы в квадратах): Б — Безыманное, В — Васильевская, М — Михайловская; 14 — разрывные нарушения: а — сдвиги, б — взбросы, в — сбросы (цифрами обозначены разломы: 1 — Мухалканский, 2 — Англезит — Церусситовый, 3 — Граничный, 4 — Аэровизуальный, 5 — Западный, 6 — Скалистый); 15 — проекции осей главных нормальных палеонапряжений на горизонтальную плоскость: а — сжатия, б — растяжения, в — промежуточной; 16 — плоскость кливажа (двойная линия) и восстановленная ортогонально ей ось сжатия в проекции на горизонтальную плоскость

лисного перекрытия разломов I ранга характерен для дуплекса растяжения, в пределах которого локализуется большинство рудных зон Мангазейского месторождения.

Сосдвиговое растяжение в крыльях субмеридиональных разломов привело к подновлению складчатых послойных срывов и прежде всего вдоль восточного крыла Эндыбальской антиклинали, где плоскости срывов близки к падению сместителей сдвиговых зон. Основным морфологическим типом рудных тел здесь являются эшелонированные по вертикали межпластовые жилы и зоны прожилкования, приуроченные к послойным срывам на контакте литологически разнородных пород. Послойные срывы развиты преимущественно в кровле, в подошве, иногда внутри пластов песчаников (рис. 3, I), локализуясь на разных стратиграфических уровнях. В пределах Мангазейского месторождения в разрезе вмещающих пород выделяется до 12 продуктивных уровней [6]. Они прослеживаются через все месторождение на десятки километров в виде отдельных рудных зон протяженностью в первые километры и выделены по результатам опробования. Литолого-структурное положение наиболее крупных рудных зон Михайловская и Васильевская, расположенных в центральной части Мангазейского месторождения, приведено на рис. 3.

Рудная зона Михайловская протягивается в субмеридиональном направлении (350—10°) на 6,5 км, с углами падения на восток 30—60°. Она представляет собой межпластовую жильно-прожилковую зону, приуроченную к серии послойных срывов в основании пласта песчаников второй пачки нижней подсвиты хорокытской свиты. Рудные тела представлены линзовидными кварц-карбонат-сульфидными жилами мощностью до 80 см, формирующимися в полостях приоткрывания вдоль поверхности срывов (рис. 3, Б). Параллельно жилам широко развиты мелкие прожилки, в результате чего мощность рудной зоны на отдельных участках достигает 2,2 м. По простиранию срывы ветвятся, расщепляются, в результате чего межпластовые жилы выклиниваются и переходят в послойные зоны прожилкования. В пределах безрудных интервалов зоны Михайловская плоскости срывов выражены узкими зонами рассланцованных и окварцованных пород с анкеритом, хлоритом, иногда альбитом.

Для межпластовых жильных тел характерны плосчатые, брекчиевые и друзовые текстуры, возникающие в процессе неоднократного приоткрывания рудовмещающей жильной полости; причем в итоге может возникнуть любое сочетание минеральных ассоциаций, разделенных тектоническими подвижками (см. рис. 3, А). По времени рудоотложения выделяются: 1) кварц-пирит-арсенопиритовая, 2) сидерит-сфалерит-галенитовая, 3) анкерит-сульфосольная ассоциации, которые соответствуют кассите-

рит-сульфидному и серебро-полиметаллическому этапам минералообразования [3].

Вдоль зальбандов жил часто фиксируются s-образно изогнутые трещины кливажа (см. рис. 3, II), сementированные наиболее ранними метаморфогенными прожилками кварц-хлоритового и кварц-карбонатного состава, отмечаются мелкие складки волочения (см. рис. 3, III), асимметрия которых указывает на более ранний надвиговый тип перемещений, предшествующий серебряной минерализации. Внутри жил установлены многослойные зеркала скольжения в виде «слоеного пирога», на различных слоях которых зафиксированы разноориентированные борозды и зеркала скольжения различного кинематического типа (ранние взбросы, поздние сдвиги и сбросы).

Таким образом, в строении межпластовых рудных зон совмещены ранний складчато-надвиговый и поздний сдвиговый парагенезисы структур. Серебряное оруденение, отчетливо наложенное на складчатые метаморфогенные жилы кварц-хлорит-карбонатного состава, сформировалось в условиях сдвиговых деформаций, проявленных в крыльях субмеридиональных разломов. Эти разломы выполняют роль сквозных рудоподводящих каналов для поступления гидротермальных растворов и ограничивают межпластовые рудные зоны по падению (см. рис. 3, В). При этом наблюдается закономерное изменение в строении жильных тел и структур, рудо локализуемых в зависимости от угла падения вмещающих пород в крыльях разломов.

Месторождение Прогноз расположено на территории Улахан-Чайдахского рудного узла, приурочено к зоне сочленения Сартангского синклиория и Адычанской зоны пологих дислокаций, на участке пересечения продольного субмеридионального Аллах-Нельгесинского разлома и Средне-Сартангской зоны разрывных нарушений северо-восточного простирания (рис. 4).

Аллахский разлом представляет собой зону взбросо-надвиговых разрывных нарушений субмеридионального простирания, определяющих горстовую структуру Арангасчанской антиклинали. Средне-Сартангский разлом прослеживается в виде системы крутопадающих сбросов и сбросо-сдвигов северо-восточного простирания, разбивающих Арангасчанскую антиклиналь на три блока: северный, южный и опущенный относительно них центральный блок, к которому приурочено большинство рудных зон месторождения.

Складчатая структура месторождения Прогноз представлена широким коробчатым сводом Арангасчанской антиклинали, сложенным песчаниками среднего триаса (рис. 5). Пологое залегание пород в ядре антиклинали осложнено узкой изоклиальной складкой синклинального строения, ограниченной разломами взбросо-надвигового типа. Элементы залегания слоистости пород, вмещающих руд-

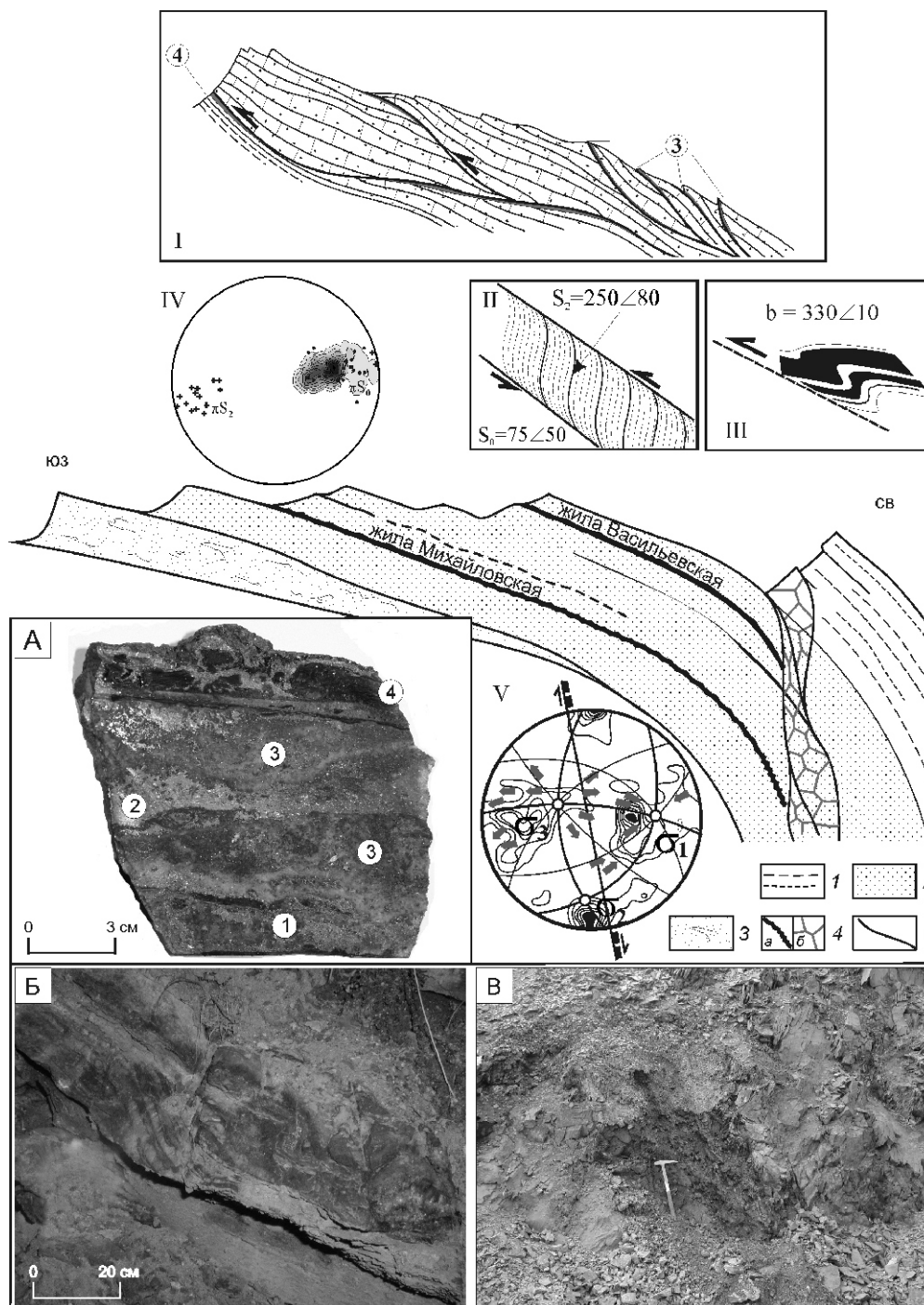


Рис. 3. Детали строения рудных зон Мангазейского месторождения:

1 — алевролиты; 2 — массивный среднезернистый песчаник; 3 — мелкозернистый комковатый песчаник; 4 — серебро-рудные жилы (а) и зоны прожилкования (б); 5 — разломы; I — разлинзованный пласт песчаника в зоне развития послынных срывов надвиговой кинематики (3, 4 рудные зоны); II — s-образно изогнутый межслоевой кливаж в зоне послынного срыва надвиговой кинематики; III — асимметричные складки волочения, сопряженные с послынными срывами надвиговой кинематики (b — шарнир складки); на диаграммах: IV — плотность распределения полюсов: слоистости S_0 (в изолиниях), плоскостей кливажа S_2 (крестики) и жил кварц-карбонатно-сульфидного состава (точки); V — ориентировка трещин (в изолиниях) и результаты реконструкции поля тектонических напряжений кинематическим методом в зоне Англезит-Церуситового разлома (стрелками указано направление вектора перемещения вдоль борозд и зеркал скольжения в плоскости трещин); 3 — сжатие, 2 — среднее, 1 — растяжение; А — полосчатая текстура руд, обусловленная телескопированием разновременных минеральных ассоциаций (цифры в кружках): 1 — пирит-арсенопирит-кварцевая, 2 — карбонат-фрейбергит-галенитовая, 3 — карбонат-галенит-сульфоантимонитовая, 4 — карбонат-сфалеритовая; Б — фрагмент строения межпластовой жилы рудной зоны Михайловская (эксплуатационная траншея); В — рудоподводящие структуры к межпластовым рудным зонам: минерализованная зона расланцевания, сливающаяся с трещинами кливажа (канавка 185)



Рис. 4. Региональная геологическая позиция месторождения Прогноз. Составитель Л.А.Мусалитин, 1996:

1 — аллювиальные и делювиально-пролювиальные четвертичные отложения; 2 — нижняя юра (алевролиты, аргиллиты, песчаники, линзы конгломератов); триас: 3 — верхний (песчаники и алевролиты); 4 — средний (песчаники, линзы конгломератов); 5 — нижний (алевролиты и песчаники); 6 — верхняя пермь (песчаники и алевролиты); 7 — ранне-поздне-меловые дайки кислого, среднего и основного составов; 8 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 9 — границы зоны Средне-Сартангского рудоконтролирующего разлома: а — достоверные, б — предполагаемые; 10 — взбросы и надвиги зоны Аллахского разлома; 11 — Улахан-Чайдахский рудный узел; пункты минерализации: Sn — олово, Hg — ртуть, Pb, Zn — свинец, цинк, Ag — серебро, Ag, Pb — серебро, свинец

ные зоны месторождения Прогноз характеризуются крутыми и субвертикальными углами падениями, соответствующими крыльям этой складки (см. рис. 5, а): восточное крыло — азимут падения 260–80, западное — 90–85, шарнир складки полого погружается к северу.

Достаточно жесткую симметрию по отношению к складчатой структуре рудного поля демонстрируют статистические максимумы зон дробления на сферической диаграмме. Их преобладающие ориентировки представлены полюсами на диаграмме (см. рис. 5, б). Максимум I с элементами азимут падения 250–80 совпадает с среднестатистическим максимумом слоистости восточных крыльев складки и образован зонами дробления межпластовых срывов, сформированных в результате проскальзывания пластов в процессе их совместного изгиба при складкообразовании. Максимум II с элементами азимут падения 80–80 соответствует разрывам продольным по отношению к складчатости. Это в основном крутопадающие на восток взбросы и взбросо-надвиги, по которым западное крыло Арангасчанской антиклинали надвинуто на сопряженную с запада Чайдахскую синклиналь. Амплитуды взбросов и надвигов в вертикальной плоскости колеблются от 0,3 до 1,6 км. Среднестатистические максимумы III и IV с элементами азимут падения 330–80 180–80 характеризу-

ют разрывы, расположенные диагонально по отношению к складчатости. Первым из них соответствует система правых взбросо- и сбросо-сдвигов. Амплитуда смещений по ним в вертикальной плоскости 200–300 м, в горизонтальной до 750–1500 м. Вторая система отличается наличием жильных выполнений. Морфологически это зоны дробления и смятия, повышенной трещиноватости, в разной степени минерализованные, из которых наибольший интерес представляет рудная зона Главная.

Главный разлом вмещает крупнейшую одноименную рудную зону месторождения, где заключено более половины запасов и ресурсов серебра. Рудовмещающая структура представлена системой эшелонированных минерализованных кулис, соединяющихся посредством раздвигов, обеспечивающих целостность структуры и непрерывность оруденения на протяжении около 7 км. Оси кулис подчиняются генеральному направлению Главного разлома и имеют протяженность 0,5–1,5 км. Морфологически это минерализованные зоны дробления, сложенные брекчированными песчаниками с кварц-карбонат-сульфидным цементом и карбонат-сульфидными жилами (рис. 6), в составе которых присутствуют полистатидные рудные брекчии. По взаимоотношениям кластической и цементирующей массы в зонах дробления установлено наложение серебро-полиметалли-

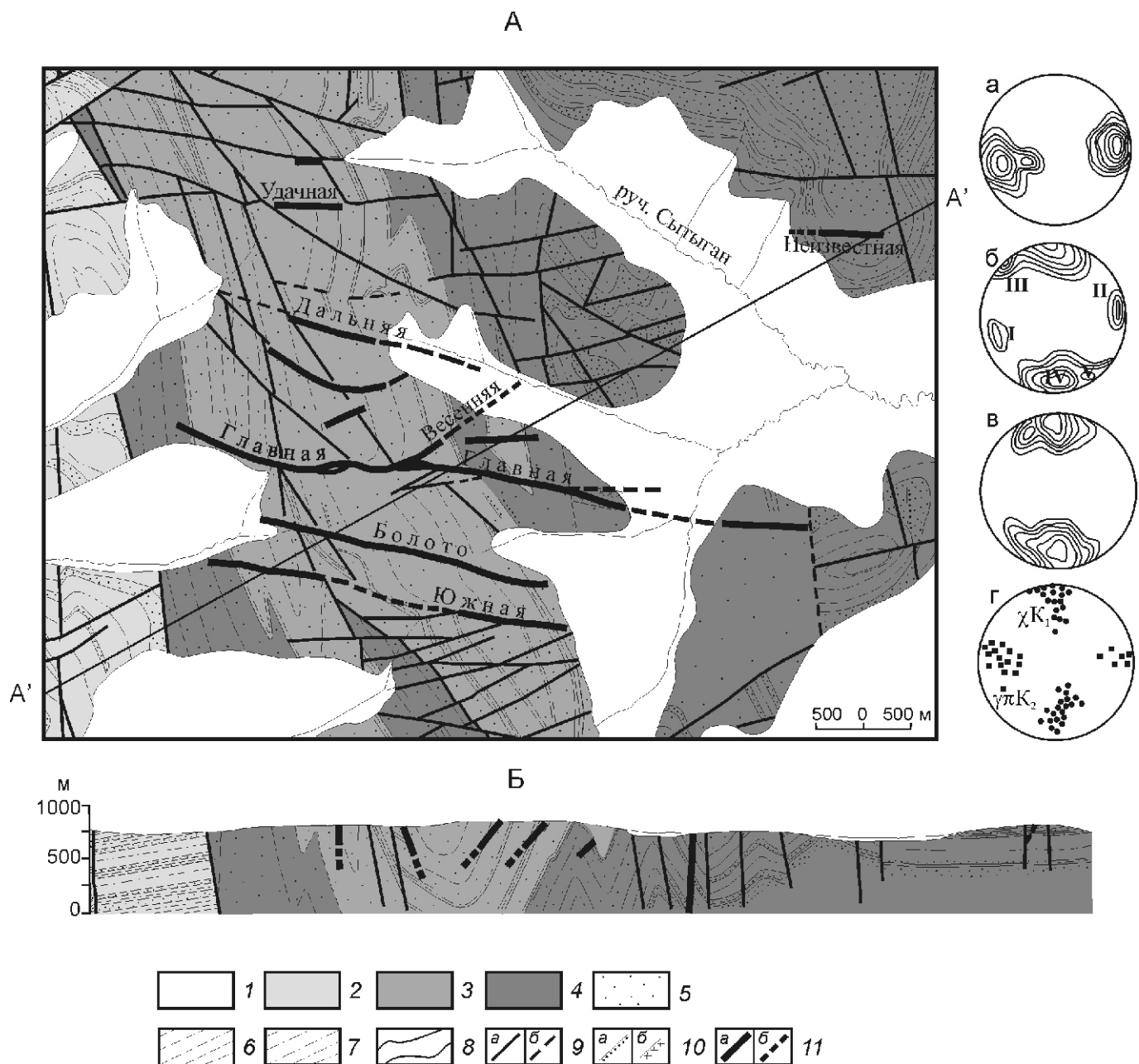


Рис. 5. Геолого-структурная схема месторождения Прогноз (А) и разрез по линии А -А' (Б). По материалам ОАО «Янгеология»:

отложения: 1 — рыхлые четвертичные, триасовой системы; 2 — норийские и карнийские, 3 — ладинские, 4 — анизийские; 5 — песчаники; 6 — алевролиты; 7 — песчанистые алевролиты; 8 — границы пластов; 9 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 10 — дайки: а — гранит-порфиров, б — лампрофиров (б); 11 — рудные зоны: а — прослеженные, б — предполагаемые; на диаграммах ориентировка: а — слоистости пород, б — зон дробления, в — кварц-карбонат-сульфидных жил, г — даек гранит-порфиров (квадратики) и лампрофиров (точки)

ческой минерализации на руды кварц-касситерит-сульфидной и золоторедкометалльной формаций [2].

Кулисообразное строение рудовмещающих разломов рудной зоны Главная определило наличие участков с резким изменением простирания в зонах их сочленения. В зависимости от типа эшелонирования кулис (право- или левоступенчатого) образуются

структуры дуплексов сжатия и растяжения, отличающиеся своей морфологией и продуктивностью оруденения.

В центральной части рудной зоны Главная при левостороннем сочленении кулис формируется дуплекс растяжения, к которому приурочен участок наиболее богатых руд, получивший самостоятельное название Изгиб (рис. 7). Морфологически это серия

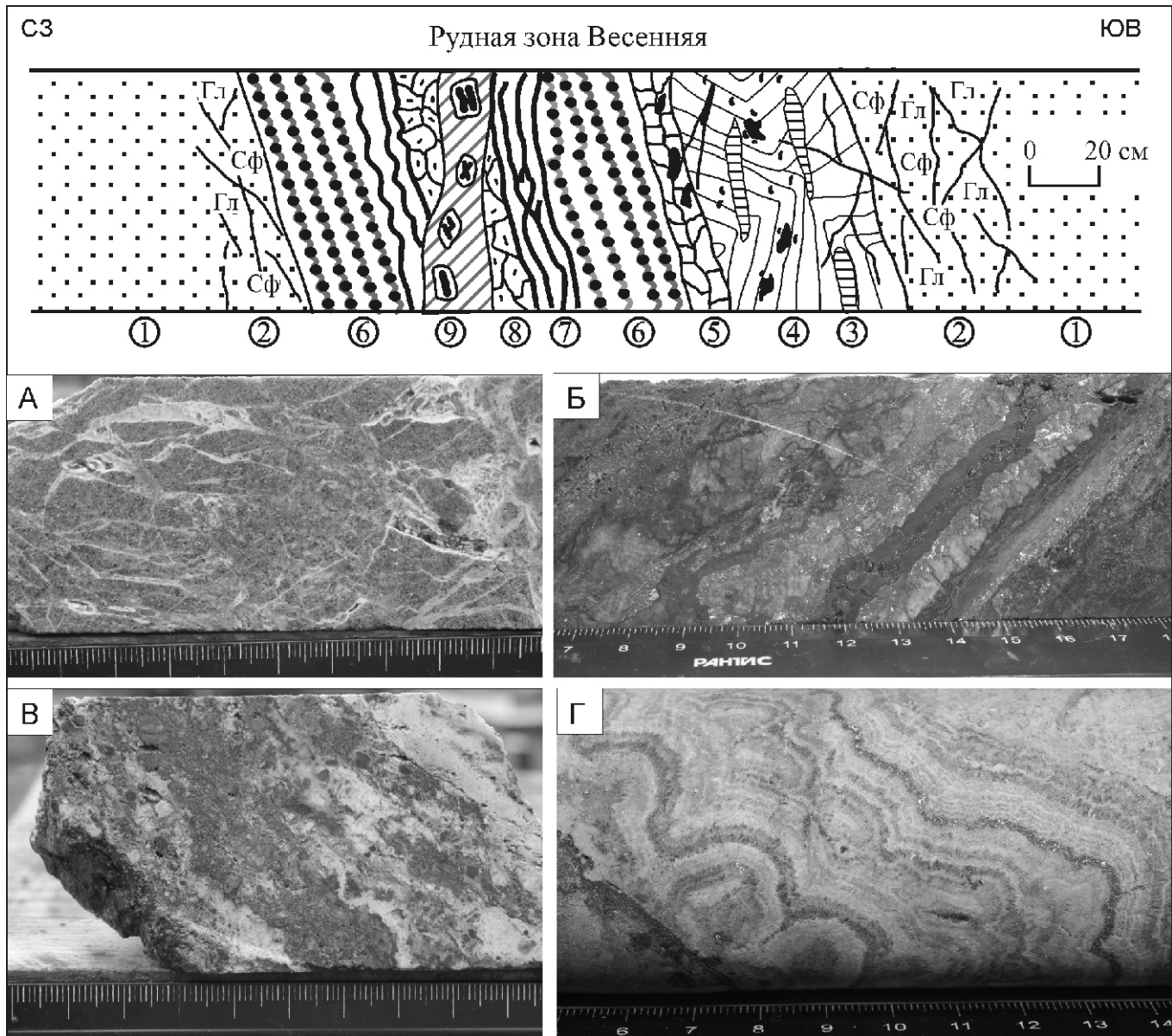


Рис. 6. Детали строения рудных зон месторождения Прогноз. По материалам работы [2]:

1 — песчаники; 2 — измененные песчаники с вкрапленностью сфалерита (Сф), галенита (Гл) и кварц карбонат-сульфидными прожилками; 3 — линзы метасоматического кварца с арсенопиритом; 4 — крупноблоковый сидерит-1 с гнездами сульфидов; 5 — микрозернистый кварц с сульфидами; 6 — зонально-ритмичный сидерит-2 с вкрапленностью галенита и сфалерита; 7 — полосы сульфидов в сидерите-2; 8 — микрозернистый кварц с сульфо-антимонитами; 9 — мелкозернистый анкерит с обломками кварц-сидерит-сульфидных руд; основные текстурно-структурные особенности руд (фото-документация керна ООО «Прогноз-Серебро»): А — зоны сетчатого прожилкования кварц-карбонатного состава с вкрапленностью галенита и сфалерита (скв.190, глубина 147,7 м); Б — полосчатая текстура: сочетание полос пирита и галенита в сидерите (скв.190, глубина 144,8 м); В — брекчиевая текстура: тонкообломочная масса представленная кварцем с галенитом, сидеритом с вкрапленностью галенита и сульфосолей цементируются анкеритом (скв.152, глубина 44,0 м); Г — чередование фестончато-ритмичных полос сидерита с ритмами сфалерит-галенитового состава (скв.221, глубина 136,3 м)

сближенных жильных тел с многочисленными апофизами, быстро выклинивающимися или вновь сливающимися, расщепляющимися на пучки или переходящими в зоны прожилкования, приуроченные к раздвиговым структурам. Им соответствует максимум V (см. рис. 5, б) с элементами азимут падения

160 80 . Приоткрывание раздвигов обусловлено левосторонними сдвиговыми перемещениями по субширотным разрывам в зоне Главного разлома. Внутреннее строение рудных тел определяется сочетаниями руд различного текстурного рисунка: массивной, крустификационной, кокардовой, коломорфно-по-

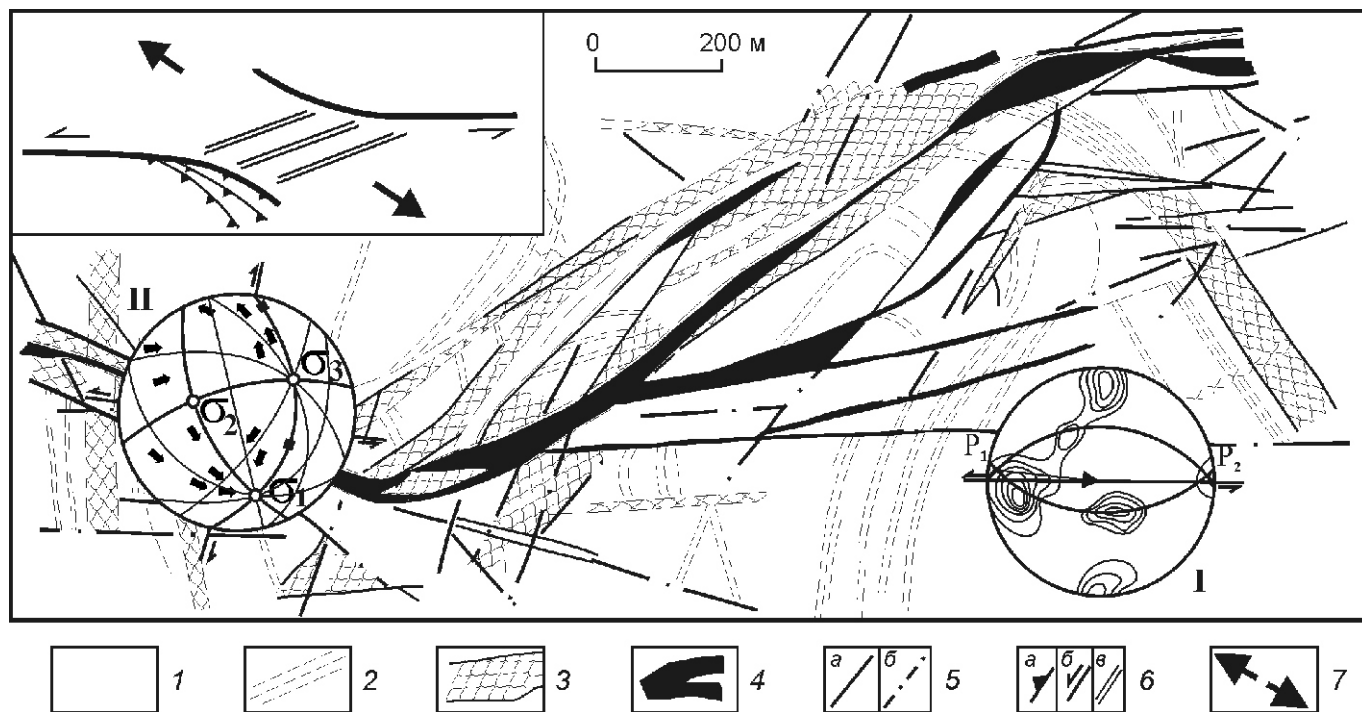


Рис. 7. Строение и структурная модель формирования рудолокализирующих структур участка Изгиб рудной зоны Главная:

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — зоны дробления; 4 — рудные тела; 5 — оперяющие трещины: а — минерализованные, б — «сухие»; на врезке: б — кинематический тип смещений по разломам: а — взбросы, б — сдвиги, в — раздвиги; 7 — направление растяжения; на диаграммах: I — ориентировка трещин в зоне рудовмещающего разлома и определение его кинематических характеристик по методу В.Н.Даниловича (стрелка — направление перемещения северного блока относительно южного; P_1 — P_2 пояс трещиноватости); II — ориентировка осей палеонапряжений, восстановленная кинематическим методом (стрелки — направление вектора перемещения вдоль борозд и зеркал скольжения в плоскости трещин); 3 — сжатие, 2 — среднее, 1 — растяжение

лосчатой, брекчиевой и цементационной текстур, свидетельствующих о формировании их в широких открытых полостях (см. рис. 6, А—Г).

В пределах участка Изгиб локализуется около 25% запасов серебра рудной зоны Главная. По своим параметрам он может рассматриваться как рудный столб, в пределах которого мощность рудных тел колеблется от первых метров до 20,3 м. Среднее содержание Ag около 600 г/т. В настоящее время ООО «Прогноз-Серебро» изучается возможность отработки рудных зон участка «Изгиб» открытым способом.

Месторождение Кимпиче находится на территории Кимпиче-Берелехского рудного узла, приуроченного к зоне сочленения структур Омолойского и Сартангского синклинали. Разграничивает эти структуры Собопольский региональный разлом, зона которого трассируется широкой (30—50 км) полосой в северо-западном направлении (300—320°) на протяжении около 400 км. Зона разлома является секущей по отношению к складчатым структурам, сопровождается резкой ундуляцией шарниров складок, коленообразными перегибами их осей, указывающих

на левосторонние сдвиговые перемещения по разломам. Амплитуды горизонтальных перемещений по отдельным разломам оцениваются разными исследователями [8] от 3,5 до 6 км, вертикальных до 1 км.

Кемюс-Куоландинский разлом — внешнее северо-восточное ограничение Собопольской сдвиговой зоны. Разлом прослеживается на 200 км и состоит из отдельных ветвей, между которыми заключены сливающиеся с ним, оперяющие и ответвляющиеся левосторонние сдвиги. На участках кулисного перекрытия таких сдвигов установлено их веерообразное расщепление на серию взбросов и взбросо-сдвигов, контролирующих размещение серебряной минерализации Кимпиче-Берелехского рудного узла (рис. 8).

Все рудопоявления локализуются в ядрах мелких антиклинальных складок, осложняющих широкий (около 5 км) коробчатый свод Имтанджинской брахиантиклинали. Вмещающие породы представлены песчаниками и алевролитами халджинской свиты позднепермского возраста. Геометрический анализ слоистости Имтанджинской антиклинали позволяет выявить наличие двух этапов деформаций (см. рис. 10, I).

Складчатые формы первого этапа деформаций имеют цилиндрическую геометрию (пояс полюсов слоистости S_{0-1}) с горизонтальным шарниром меридионального направления и субвертикальной осевой плоскостью. Складки второго этапа деформаций отличаются конической геометрией (пояс полюсов слоистости S_{0-2}) с крутопадающим шарниром (50°), погружающимся в северо-западном направлении. Они рассматриваются как наложенные кулисные. Образование складок второго этапа связано с левосторонними сдвиговыми перемещениями вдоль разрывов северо-западного простирания, рассекающих свод Имтанджинской антиклинали и сопровождающихся серебряной минерализацией месторождения Кимпиче.

Основные запасы серебра на месторождении сосредоточены в рудной зоне 1 протяженностью около 3,5 км. Она представляет собой полосу гидротер-

мально-измененных пород северо-западного простирания (310—330°) шириной 300—500 м, ограниченная четко выраженными плоскостями разломов. В промежутках между этими разломами заключены s-образные кулисы левосторонних сдвигов с меньшими амплитудами перемещений, и две сопряженные системы разрывов: северо-восточные правые сдвиги и субширотные раздвиги (рис. 9). Серебряная минерализация локализована в пределах всех трех систем разрывов и характеризуется крайне неравномерным распределением по простиранию и падению рудных зон. Морфологически это крутопадающие зоны дробления мощностью от первых метров до 20 м, характеризующиеся убогой сереброносностью, к которым причленяются сидерит-блещкорудные жилы линзовидной формы длиной 100—300 м и мощностью 1—2,5 м. Содержания в жилах серебра колеблется от 399 до 11923 г/т, при среднем

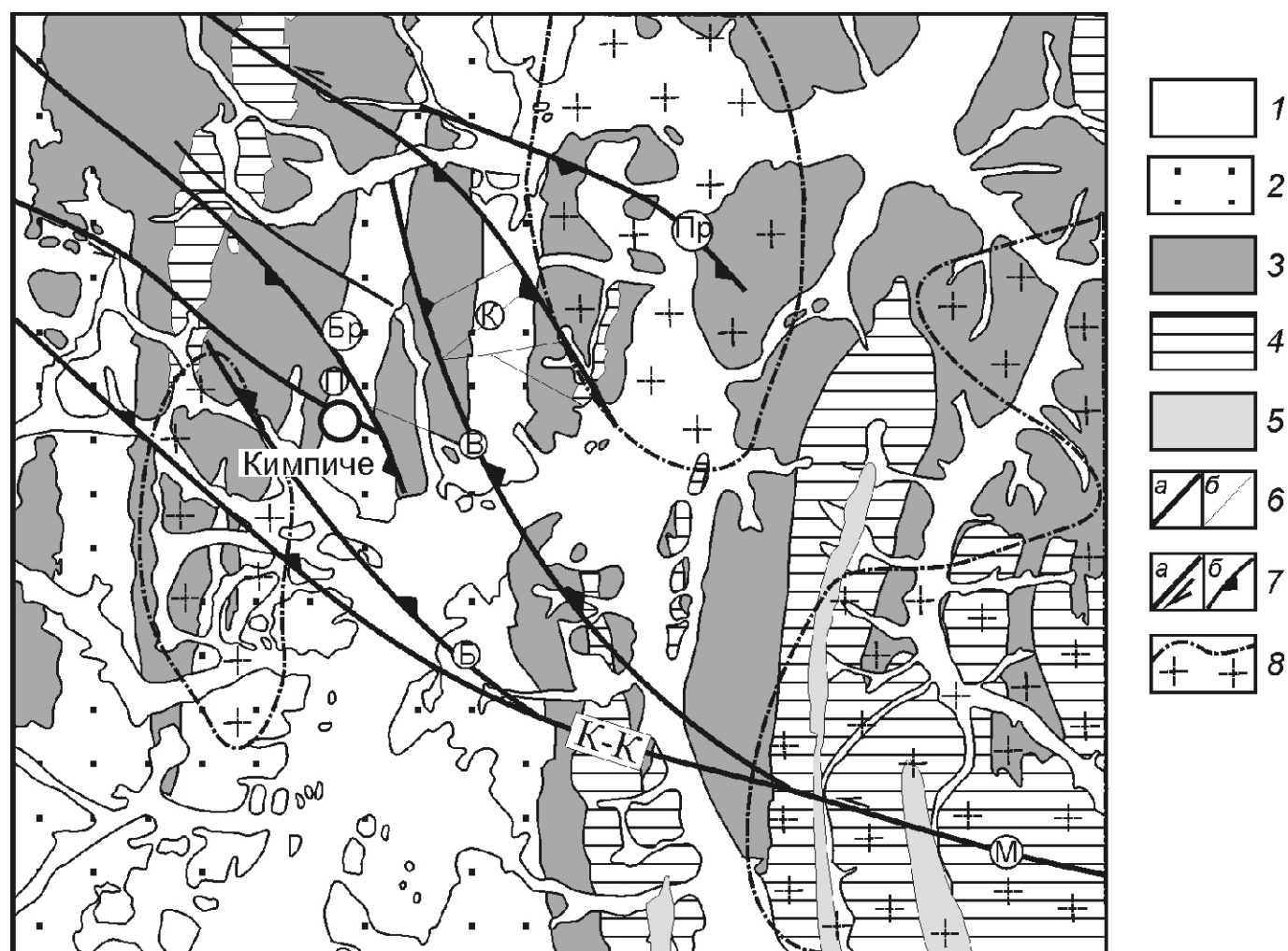


Рис. 8. Региональная геологическая позиция месторождения Кимпиче:

1 — четвертичные отложения; породы возраста: 2 — раннепермского, 3 — позднепермского; 4 — триасового, 5 — юрского; 6 — разрывные нарушения (К-К — Кемюс-Куоландинский разлом): а — главные и б — второстепенные; 7 — сдвиги (а) и взбросо-сдвиги (б); 8 — нескрытые массивы гранитоидов, предполагаемые по геофизическим данным; месторождение Кимпиче и проявления серебра (буквы в кружках: П — Промежуточное, Б — Болчогор, М — Меникен, В — Ветреное, К — Кюнкюй, Бр — Берелех, Пр — Прибрежное)

750 г/т. О строении и механизме формирования жил можно судить по их строению в расчистке 517 (рис. 10).

Основной промышленный интерес представляют участки, сложенные богатыми серебряными рудами

(рудные столбы), локализующимися в двух структурных обстановках:

1. Рудные столбы, приуроченные к изгибам разрывов, отклоняющихся к север-северо-западу и выполняющих структуры взбросо-сдвигового типа, оперя-

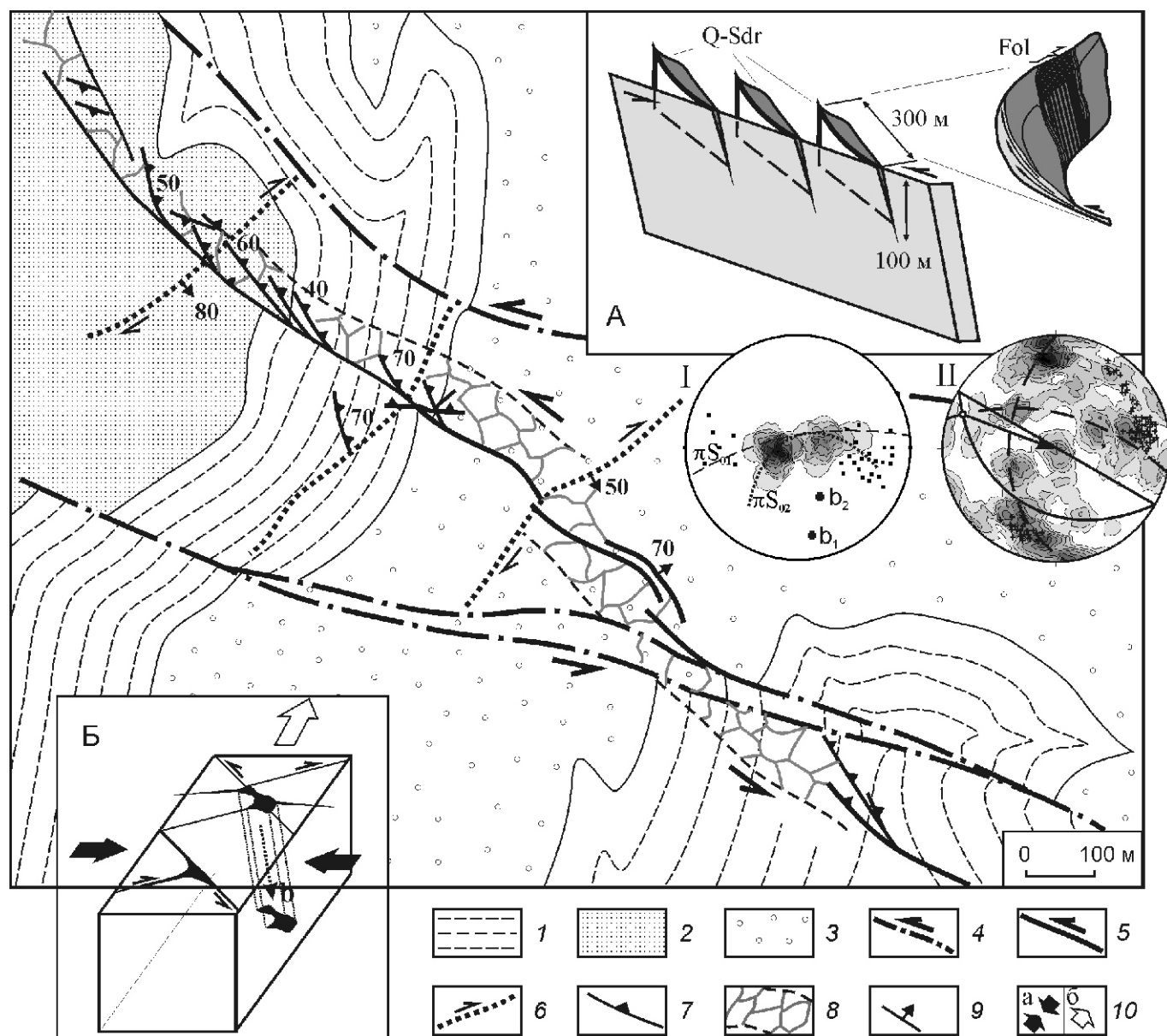


Рис. 9. Структурная схема рудной зоны 1 месторождения Кимпиче:

1 — алевролиты; 2 — песчанистые алевролиты; 3 — песчаники; 4 — основной рудоконтролирующий разлом; минерализованные разрывы; 5 — синтетические (левые) и 6 — антитетические (правые) сдвиги; 7 — сидерит-блэкморудные жилы (берг-штрихи направлены в сторону падения жил, углы падения указаны цифрами); 8 — интенсивно трещиноватые гидротермально-измененные породы; 9 — направления падения сместителей разломов; 10 — направления сжатия (а) и растяжения (б); на врезках — модели формирования серебрянорудных столбов: А — на участках расщепления разрыва, Б — в узлах пересечения разноориентированных разломов (стрелка — ось погружения рудного столба, ось b); на диаграммах: I — ориентировка слоистости (в изолиниях) и полюсов кливажа (квадратики); выделены пояса большого (пунктирная линия) и малого (точечная линия) круга и рассчитаны их шарниры: b_1 — складок первой генерации цилиндрической геометрии, b_2 — складок второй генерации конической геометрии; II — ориентировка жил и прожилков (в изолиниях) в пределах рудной зоны 1 (крестики — полюса жил с блэкморудой); с учетом поясового распределения жильно-прожилковых тел рассчитана плоскость рудовмещающего разлома и вектор перемещения (L 39 61) в его лежащем (юго-восточном) крыле; все построения выполнены на сетке Вульфа, верхняя полусфера

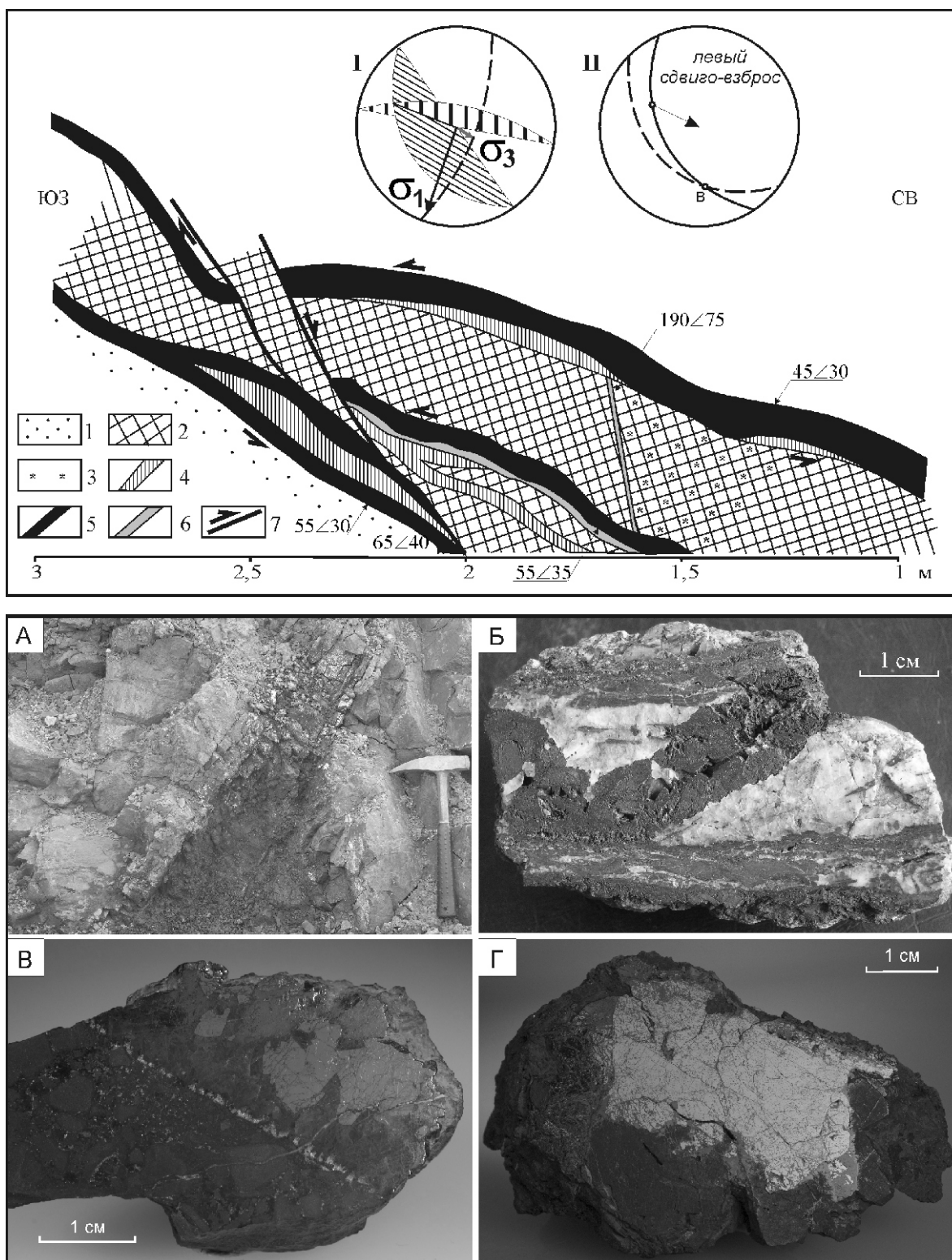


Рис. 10. Детали строения рудной зоны 1 месторождения Кимпиче (канавы 517):

1 — песчанистые алевролиты; 2 — интенсивно трещиноватые породы; 3 — интенсивно трещиноватые породы, пронизанные кварцевыми прожилками; 4 — кварцевые брекчии; 5 — сидерит-блэкрудные жилы; 6 — кварцевые прожилки; 7 — разрывные нарушения и направления перемещений по ним; на диаграммах: I — результаты реконструкции поля тектонического напряжения по сопряженным кварцевым прожилкам (плоскости прожилков покрыты штриховкой); II — плоскость сместителя разрыва, вмещающего карбонатные прожилки и вектор перемещения (L 140 50) в его лежащем (юго-западном) крыле; все построения выполнены на сетке Вульфа, верхняя полусфера; основные текстурно-структурные особенности руд: А — крутопадающая жила, сложенная массивным сидеритом (канавы 553); Б — сидеритовый прожилок пересекает кварцевую жилу (расчистка 4); В, Г — гнезда блёклой руды метасоматически накладываются на сидерит (канавы 532)

ющие кулисовидные разрывы северо-западного простирания (см. рис. 9, А). На этих изгибах формируются линзовидные и гнездообразные тела сложенные ранней кварц-карбонатной минерализацией (см. рис. 10, А и Б). Блѣклая руда в этих телах составляет от первых процентов до 10—20% и образуется в результате более позднего метасоматического замещения жильных минералов в процессе поздних подвижек по разломам (см. рис. 10, В и Г);

2. Рудные столбы, приуроченные к участкам пересечения главного рудовмещающего разлома северо-западного простирания с разрывами северо-восточного направления (см. рис. 9, Б). В этом случае все разрывы минерализованы, но наиболее богатые руды сидерит-блѣклорудного состава локализуются в зонах дробления субширотного и северо-восточного простирания. Оруденение в таких разрывах распространяется на незначительное расстояние (100—200 м) от узла пересечения разломов. По мере удаления наблюдается выклинивание жильных тел с постепенным уменьшением мощности и изменением состава до зон кварц-карбонатного прожилкования.

Геологоразведочными работами выявлено расположение рудных столбов через 300—400 м. Они прослежены скважинами колонкового бурения на глубину 100—200 м. Геометрически рассчитанное склонение (ось *b*) столбообразных тел обычно крутое 50—70° (см. рис. 10, Б) и направлено, как правило, поперечно к направлению перемещения крыльев разлома, т.е. рудные столбы представляют собой почти вертикальные обогащенные колонны, уходящие на глубину обособленными корнями. Согласно реконструкциям тектонических полей напряжений методом М.В.Гзовского установлено, что формирование рудных столбов происходило в условиях сдвиговых деформаций. Оси сжатия и растяжения ориентированы полого, соответственно в субширотном и субмеридиональном направлениях.

Использование методов структурного анализа серебряных месторождений Верхоянья позволило сделать следующие выводы:

1. Структуры серебряных месторождений контролируются зонами долгоживущих региональных разломов, ориентированных продольно (Нюектаминский) и диагонально (Собопольский, Средне-Сартангский) по отношению к складчатости и связаны с их сдвиговой активизацией на разных этапах формирования Верхоянского пояса.

2. Структуры рудных полей серебряных месторождений приурочены к складчато-разрывным структурам, осложняющим строение зон региональных разломов: широкие коробчатые своды (Арангасчанской, Имтанджинской) и крутопадающие крылья (Эндыбальская) коробчатых антиклиналей, на участках свободного изгиба — расширения (Мангазейское), расщепления (Кимпиче) и пересечения (Прогноз) разрывными нарушениями.

3. Структуры рудных зон серебряных месторождений локализуются непосредственно в разрывных структурах, внутреннее строение которых определяет морфологические типы серебряного оруденения: жильные тела, штокверки, минерализованные зоны дробления и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В.В., Некрасов А.И. Верхоянская серебрянорудная провинция. Перспективы развития и освоения минерально-сырьевой базы // Минеральные ресурсы России. 2010. № 1. С. 21—30
2. Гамянин Г.Н. Серебро-полиметаллическое месторождение Прогноз, Якутия: минералого-геохимические особенности и генезис // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 5. С. 440—459.
3. Гамянин Г.Н. Этапная зональность Sn-Ag-Pb-Zn месторождений Восточной Якутии. Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд / Материалы научной конференции. Т. 1. —Иркутск, 2005. С. 221—223.
4. Гуценко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений / Поля напряжений и деформаций в литосфере. —М.: Наука, 1979.
5. Задорожный Д.Н. Тектонофизические критерии прогноза оруденения Верхоянской серебряной провинции // Автореф. дис...канд. геол.-минер. наук. —М., 2002.
6. Костин А.В., Лобанов С.П., Шошин В.В., Ганеев А.Ш. Сереброносная провинция Западного Верхоянья. —Якутск, 1997.
7. Родыгин А.И. Признаки направления смещения при деформации сдвига. —Томск, 1991.
8. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
9. Тихонова Н.В. Геологическое строение серебряного месторождения Кимпиче (Западное Верхоянье) // Автореф. дис...канд. геол.-минер. наук. —М., 2009.
10. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. —М.: Наука, 1980.

Редкие минералы забытого месторождения

МИХАИЛ ВАСИЛЬЕВИЧ КОКУНИН (Иркутский государственный университет; 664003, г.Иркутск, ул.Карла Маркса, 1; e-mail: isupress@isu.ru)

Рассмотрены минералогические аспекты оловянно-танталового месторождения Кёстер (республика Саха-Якутия), ценность которого определяется не столько содержаниями и запасами руд, сколько масштабами проявления уникальных парагенетических ассоциаций редких минералов.

Ключевые слова: месторождение Кёстер, 130 минералов, грейзенизация, аляскиты, фосфатные минералы.

Rare minerals of the forgotten deposit

MIKHAIL VASILYEVICH KOKUNIN

In article mineralogical aspects stannum-tantalite deposits Kestyor (Republic Sakha-Yakutia) which value is defined not so much by contents and stocks of ores, how many scales of display unique paragenetic associations of rare minerals are considered.

Key words: deposits Kestyor, 130 minerals, greisenization, alaskit, phosphatic minerals.

В России имеется множество замечательных во всех отношениях месторождений достаточно известных, хорошо изученных, большей частью расположенных в уже давно освоенных районах. Северо-восточная часть Якутии к таким районам не относится, хотя здесь имеется ряд интересных месторождений.

Оловянно-танталовое месторождение Кёстер на северо-востоке Якутии примечательно набором своих фосфатных минералов. Присутствие фосфатных минералов в парагенезисах оловянных месторождений отмечалось неоднократно, но масштабы проявления, многочисленные минеральные виды и их разновидности (около 30), разнообразие форм, размеры агрегатов и кристаллов, сконцентрированных на небольшом участке (0,5 км²), переводит Кёстерское месторождение в разряд уникальных.

История этого места связана прежде всего с одноименным лагерем, одним из 22 исправительно-трудовых лагерей Янлага, находившихся на территории Верхоянского района в 40—50-х годах прошлого века. Осталось сравнительно мало от того времени, следы лагеря скрыты последующими перестройками и разрушениями. Однако впечатляет колея полу-метровой глубины в гранитах, выбитая колесами тачек на рудоспуске к обогатительной фабрике.

Месторождение расположено в 65 км к юго-западу от пос.Батагай (центр Верхоянского улуса) и связано с поселком отсыпной гравийной дорогой, доступной для автотранспорта. В 2005—2006 гг. дорога частично была размыта (последние 10—15 км перед подъемом), поэтому доступ на месторождение автомобильного транспорта был сильно затруднен. В настоящее время усилиями ОАО «Янгеология» сообщение с месторождением восстановлено.

На космоснимках хорошо видна автомобильная дорога, пересекающая рудное поле месторождения,

объездная дорога вокруг центральной части основного рудного тела, отработанного карьером, который частично затоплен водой.

В пределах рудного поля месторождения отсутствует растительность, но для бытовых нужд пока еще достаточно дровяных остатков в разрушенном поселке. Питьевая вода в необходимых количествах отмечается на болотистых седловинах, в т.ч. и в пределах старого поселка, в весенне-осенний период. Вода в горных выработках (карьер, канавы, шурфы и штольни) имеет примесь сульфатно-фосфатной минерализации, поэтому для питья непригодна.

Месторождение приурочено к центральной части Арга-Ыннх-Хайского гранитоидного массива (рис. 1), где на сочленении крутой и пологой даек аляскитов, сформировалось крупное тело с максимальными размерами до 200 1800 м. Аляскиты в той или иной степени альбитизированы, грейзенизированы и окварцованы. Вещественный состав породы представлен альбитом (30%), калиевым полевым шпатом (26—30%), кварцем (30—40%), небольшим количеством акцессорных и постериорных минералов (апатит, мусковит, циркон, топаз, касситерит). В меньших количествах присутствуют лепидолит, амблигонит, танталит-колумбит, вольфрамит, шеелит, станнин и др. Месторождение Кёстер (первооткрыватель П.П.Епифанов) известно с 1937 г. Оно практически сразу было вовлечено в разведку (с 1940 г.) и интенсивно изучалось в 40—50-х годах XX в.

Месторождение было разведано с поверхности канавами и глубокими шурфами с рассечками. Поисковые работы позволили выделить обогащенную часть рудного тела, приуроченную к северо-западному контакту штокообразного тела грейзенизированных аляскитовых гранитов и гибридных пород гранит-гранодиоритового состава. Однако содержания олова

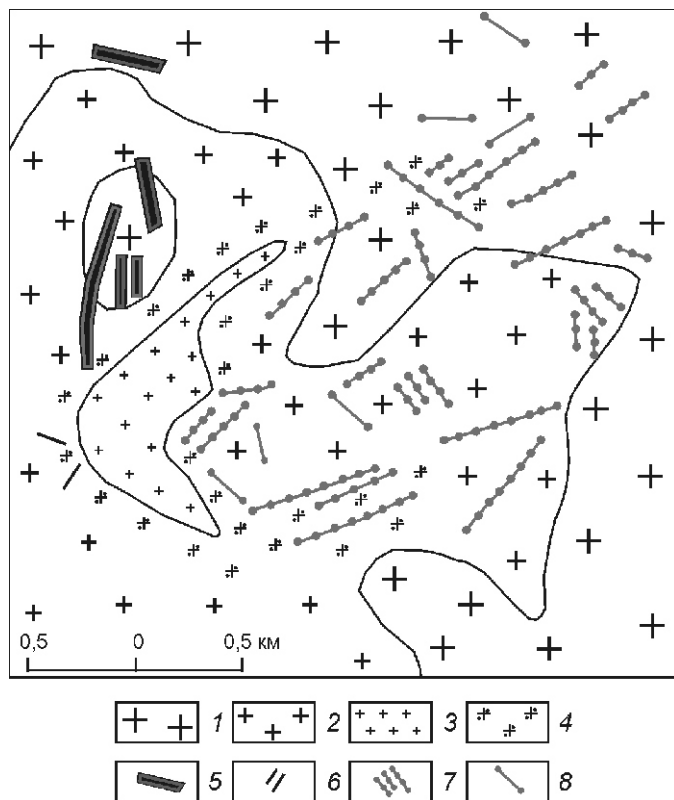


Рис. 1. Центральная часть Арга-Ынних-Хайского массива:

1 — среднезернистые и порфировидные граниты, гранодиориты; 2 — мелкозернистые гранодиориты; 3 — грейзенизированные аляскииты; 4 — участки площадной грейзенизации в гранодиоритах; дайки: 5 — турмалинизированных аплитовидных гранитов, 6 — гранит-порфиров, 7 — лейкократовых альбитизированных и грейзенизированных гранитов и гранит-порфиров, 8 — грейзенизированных и альбитизированных средне-мелкозернистых аляскиитов и аляскиит-аплитов

в основной массе руды оказались крайне незначительными, в среднем 0,2—0,3%. Проведенные в военные и послевоенные годы, разведочные работы с опытной добычей и промывкой концентрата на обогатительной фабрике руч.Агатовый показали нерентабельность объекта. Месторождение было законсервировано до 70-х годов XX в., когда жизнедеятельность умирающего рудника Эге-Хая (эксплуатировался около 40 лет) пытались продлить с помощью добавления в концентрат наиболее богатых руд Кёстерского месторождения. В центральной части месторождения был заложен карьер для открытой отработки, сохранивший в основном свой вид до настоящего времени. Именно в это время была построена круглогодичная дорога для доставки рудного концентрата на обогатительную фабрику в пос.Батагай.

Периодически интерес к объекту возникал и в более позднее время, но наиболее значимые работы по

минералогии месторождения были проведены в конце 1940-х годов. А.И.Киселев в своей работе (1947) описал 116 минералов и разновидностей и В.Н.Соболева [8] в 1949 г. описала 61 рудный и жильный минерал. Из других минералогов, изучавших месторождение можно отметить Б.Н.Владимирова, И.С.Ипатьеву, Е.К.Устиева и др. [3, 4, 5, 9, 10]. Минеральные виды и их разновидности (всего 130), обнаруженные в разное время [8, 1] в пределах рудного поля месторождения, приведены в табл. 1.

Исследователи в более поздние периоды в меньшей степени обращали внимание на вещественный состав и богатство минеральных ассоциаций, сосредоточившись на изучении возрастных и структурных элементов гранитного массива и месторождения.

Основное разнообразие минералов приурочено к полям развития грейзеновой минерализации. Грейзены [2] представлены несколькими типами (табл. 2). Площадная грейзенизация тяготеет к эндоконтактовым участкам тела аляскиитов и по вещественному составу представлена мусковит-кварцевыми, мусковит-турмалин-кварцевыми и кварцевыми разновидностями. Состав рудных и околорудных грейзенов более многообразен. Они формируют локальные участки среди полей площадной грейзенизации. По морфологии это тела простых или сложных форм (в зависимости от сочетания разноориентированной синрудной трещинной тектоники), от плитообразных до бесформенных, гнездообразных и линзовидных, и отличаются в основном по содержанию рудных минералов (касситерит, станнин и др.). Грейзенизация сопровождалась массовым разрушением полевых шпатов и темноцветных минералов, образованием дымчатого кварца в полостях и прожилках, обрастанием «вторичного» кварца вокруг зерен магматогенного, новообразованиями лепидолита, топаза, касситерита и других типичных минералов грейзенов. Среди грейзенов последовательно проявились следующие фации: альбит-кварцевая, топаз-лепидолит-кварцевая, амблигонит-топаз-лепидолит-кварцевая, мусковит-кварцевая и кварцевая. Рудная минерализация отмечается во всех фациальных разновидностях грейзенов, но ее массовое проявление связано с топаз-лепидолит-кварцевой и кварцевой фациями.

Заключительной стадией формирования грейзенов стала наложенная гидротермально-метасоматическая стадия с широко проявленной высокотемпературной турмалин-кварцевой и низкотемпературной кварц-фосфатно-сульфидной минерализацией с последующими преобразованиями вторичных минералов в зоне гипергенеза.

Богатство минеральных видов обусловлено длительностью процесса и большим диапазоном температур формирования месторождения, что подтверждается данными изучения газово-жидких включений. Касситерит месторождения по своему облику — мелкие бипирамидальные кристаллы с весьма нерав-

1. Основные минеральные разновидности рудного поля месторождения Кёстер

Минералы	Данные		Другие авторы
	А.И.Киселева	В.Н.Соболевой	
Си-фосфат синий			
Азурит $\text{Cu}_3(\text{OH})_2[\text{CO}_3]_2$			
Альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$			
<i>Альмандин</i> $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$			
Амблигонит $\text{LiAl}[\text{PO}_4]\text{F}$			
Анатаз TiO_2			
Апатит $\text{Ca}_5(\text{F,Cl})[\text{PO}_4]_3$			
Арандизит $\text{Sn}_5 [\text{SiO}_4]_3[\text{OH}]_8$			
<i>Арсенопирит</i> FeAsS			
Аугелит $\text{Fe}_2\text{PO}_4[\text{OH}]_3$			
<i>Аурипигмент</i> As_2S_3			
<i>Берилл</i> $\text{Al}_2[\text{Be}_3(\text{Si}_6\text{O}_{18})] (\text{R},\text{H}_2\text{O})$			
Биотит $\text{K} \{(\text{Mg,Fe})_3 [\text{Si}_3\text{AlO}_{10}] [\text{OH},\text{F}]_2$			
Бирюза $\text{CuAl}_6[\text{PO}_4]_4[\text{OH}]_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$			
Бисмутит $\text{Bi}_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_4$			
Борнит Cu_5FeS_4			
Брукит TiO_2			
Бурый железняк (смесь гетита и лимонита) $\text{HFeO}_2 \cdot \text{FeO}(\text{OH})\text{nH}_2\text{O}$			
<i>Вад</i> $\text{mMnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot \text{nH}_2\text{O}$			
<i>Варламовит (сукцит)</i> $(\text{Sn,Fe}) (\text{O},\text{OH})_2$			
<i>Варисцит</i> $\text{Al}[\text{PO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$			
Весцелит $(\text{Zn,Cu})_4[\text{PO}_4,\text{AsO}_4][\text{OH}]_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$			
<i>Висмут самородный</i> Bi			
Вольфрамит $(\text{Mn,Fe})\text{WO}_4$			
<i>Вудхаузенит</i> $\text{CaAl}_3[\text{PO}_4][\text{SO}_4][\text{OH}]_6$			
Галенит PbS			
Гарбортит $\text{Al}_3[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$			
Горный хрусталь SiO_2			
Готфейлит			
<i>Гранат</i> $\text{R}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$			
Даллит $\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_6\text{O}$			
<i>Деревянистое олово</i> SnO_2			
Джиббсит $\text{Al}[\text{OH}]_3$			
Жильбертит $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]$			
<i>Землистый касситерит</i> SnO_2			
Золото Au			
Ильменит FeTiO_3			
Ильменорутит $(\text{Ti,Nb,Fe})\text{O}_2$			
<i>Индиголит</i> $(\text{Li,Fe})(\text{Mg,Al})_6[\text{Si}_6\text{Al}_3\text{B}_3(\text{O},\text{OH})_{30}]$			
<i>Кальциоферрит</i> $(\text{Ca,Mg})_3(\text{Fe,Al})_3[\text{PO}_4]_4[\text{OH}]_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$			
Кальцит CaCO_3			
<i>Каолинит</i> $\text{Al}_2(\text{OH})_4[\text{Si}_2\text{O}_5]$			
Касситерит SnO_2			
Кварц SiO_2			

Минералы	Данные		Другие авторы
	А.И.Киселева	В.Н.Соболевой	
Кёстерит $\text{Cu}_2(\text{AgZn})\text{FeSnS}_4$			
<i>Киноварь</i> HgS			
Клевеландит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$			
Ковеллин CuS			
<i>Коллофан</i> $n\text{CaO } m\text{P}_2\text{O}_5 \cdot p\text{H}_2\text{O}$			
Конинкит $\text{FePO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$			
Корнетит $\text{Cu}_3[\text{PO}_4][\text{OH}]_3$			
Ксенотим YPO_4			
<i>Кубанит</i> CuFe_2S_3			
Кукеит $\text{LiAl}_4[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{OH}]_8$			
Куприт Cu_2O			
<i>Лазулит</i> $(\text{Mg,Fe})\text{Al}_2[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_2$			
<i>Лакруаит</i> $\text{NaAl}(\text{PO}_4)(\text{F,OH})$			
Лейкоксен FeTiO_3			
<i>Лёллинзит</i> $2[\text{FeAs}_2]$			
Лепидолит $\text{KLi}_2\text{Al}[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{F,OH}]_2$			
Либетенит $\text{Cu}_2[\text{PO}]_4[\text{OH}]$			
Лимонит $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$		+	
Малахит $4[\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH}_2)]$			
Манганотанталит MnTa_2O_6			
<i>Манганотриплит</i>			
<i>Медь самородная</i> Cu			
<i>Мелаконит</i> CuO			
Метаторбернит $\text{Cu}[\text{UO}_2]_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$			
Молибденит MoS_2			
Молибденовая охра (молибдит) MoO_3			
Монацит $(\text{Ce,Lu})\text{PO}_4$			
Мороксит (разновидность апатита)			
Мусковит $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH,F}]_2$			
Накрит $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$			
Неотанталит — (ниоботанталат Fe и Mn — вторичный продукт по микролиту) — $(\text{Na,Ca})_2(\text{F,OH})(\text{Ta,Ti})_2\text{O}_6$			
Нонтронит $(\text{Fe,Al})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$			
Оксистаннин продукты окисления станнина			
<i>Олово самородное</i> Sn			
<i>Оловянная кислота</i>			
Онкозит (скрыточешуйчатые массы серицита)			
<i>Опал</i> $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$			
Ортоклаз $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$			
<i>Пирит</i> FeS_2			
<i>Пирофиллит</i> $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$			
Пирротин Fe_{1-x}S			
Питтитит (гидроарсенат и сульфат трехвалентного железа)			
Псевдомалахит $\text{Cu}_3[\text{PO}_4][\text{OH}]_3$			

Минералы	Данные		Другие авторы
	А.И.Киселева	В.Н.Соболевой	
Раухтопаз SiO_2			
<i>Реальгар</i> AsS			
<i>Рутил</i> TiO_2			
Сагениит TiO_2 (сетчатые сростки двойников игольчатого рутила)			
Самирезит (свинец-урановый пирохлор)			
Сванбергит $\text{SrAl}_3[\text{PO}_4][\text{SO}_4][\text{OH}]_6$			
Серебро самородное Ag			
Серицит $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]$			
Сидерит FeCO_3			
<i>Скородит</i> $\text{Fe}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$			
Станнин $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$			
Струверит (танталсодержащий рутил)			
<i>Сульфоантимонит свинца</i>			
Сфалерит ZnS			
Тетраэдрит Cu_3SbS_3			
Топаз $\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F},\text{OH})_2$			
Торбернит $\text{Cu}[\text{UO}_2]_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$			
Турмалин $(\text{Na},\text{Ca})(\text{Mg},\text{Al})_6[\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_6(\text{O},\text{OH})_{30}]$			
Тухолит (асфальтоподобное вещество содержащее U, Th, Y)			
Фальерц (блѣкая руда)			
<i>Фаратзигит</i>			
<i>Фармакосидерит</i> $\text{Fe}_3(\text{OH})_6[\text{AsO}_4] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$			
Флюорит CaF_2			
Фосфат белый			
Фосфат желтый			
Фосфат зеленый			
Фосфат кальция			
Франколит $\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_6[\text{F}_2,(\text{OH})_2,(\text{CO}_3),\text{O}]$			
Халцедон SiO_2			
Халькозин Cu_2S			
<i>Халькопирит</i> CuFeS_2			
Хлорит			
Хризокolla $\text{CuSiO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$			
Церуссит PbCO_3			
Циннвальдит $\text{KLiFeAl}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{F},\text{OH}]_2$			
Циркон ZrSiO_4			
Цоизит $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{O}(\text{OH})[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]$			
Шеелит CaWO_4			
Шпат полевой (микроклин) $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$			
Штаффелит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$			
Эвхроит $\text{Cu}_2(\text{AsO}_4)(\text{OH}) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$			
Энаргит Cu_3AsS_4			
Эпидот $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}[\text{OH}]$			

Примечание. Полужирным шрифтом выделены минералы, встречающиеся часто или в значительных количествах, а также в замечательных формах, курсивом — редкие и очень редкие для данного месторождения.

2. Фациальные разновидности грейзенов месторождения Кёстер

Тип грейзена	Фации		Стадии (очередность проявления)
	Грейзеновые	Гидротермально-метасоматические	
Площадные	Кварцевая		1
	Мусковит-кварцевая		2
	Мусковит-турмалин-кварцевая		3
Околорудные	Альбит-кварцевая		4
	Амблигонит-топаз-лепидолит-кварцевая		6
	Мусковит-кварцевая		7
		Турмалин-кварцевая с топазом и флюоритом	9
Рудные	Топаз-лепидолит- кварцевая с касситеритом		5
	Кварцевая с касситеритом		8
		Кварц-фосфатно-сульфидная	10

номерно развитыми и исштрихованными гранями с частыми двойниками, с высокими содержаниями тантала и ниобия, относится к высокотемпературным разновидностям [2]. По результатам определения температур декрепитации касситерит образовался в диапазоне 400—430 С [11]. Температурный интервал гомогенизации газовой-жидких минералов в жилах и прожилках (кварц-полевошпатовых, кварц-амблигонитовых, амблигонит-апатитовых), секущих все типы грейзенов (в т.ч. и рудные), изменяется в пределах 450—130 С.

Минеральные парагенезисы наряду с новыми впервые обнаруженными на месторождении минералами, содержат широко распространенные виды. Часть определений не вызывает доверия. В этом признаются и сами исследователи, а В.Н.Соболева [8] прямо указывает, что публикует работу без анализов 17 минералов, результаты которых автором еще не получены. Однако констатируется факт, что в числе установленных минералов находится немало редких и даже весьма редких, которые к тому же отмечаются в значительных количествах и в своеобразных по форме кристаллических образованиях. Особенно богат минеральный ряд низкотемпературных гидротермальных и гипергенных минералов: прежде всего фосфатов, частично карбонатов, сульфосолей и оксидов.

Основная зона развития фосфатной минерализации приурочена к центральной части карьера, имеющего двухъярусное строение, и приблизительно совпадает с наиболее богатыми участками оловорудной зоны. В других участках карьера фосфатная минерализация также отмечается, но в значительно меньших масштабах. Зона прослеживается полосой шири-

ной 30—40 м в северо-западном направлении (азимут простирания 330—340) и протяженностью

50—70 м. Вертикальный размах развития низкотемпературной минерализации зоны составляет 25—30 м (в пределах верхнего и нижнего уступов карьера). Строение зоны неоднородное и представляет собой набор гетерогенных элементов разных порядков: от участков площадной грейзенизации гранитоидов и локальных мономинеральных амблигонитовых и кварцевых пегматоидных тел, до гнездовых скоплений минералов гипергенных процессов и многочисленных прожилков рудных минералов. К западу и востоку от выделенной зоны уровень проявления фосфатной минерализации существенно понижается. Наиболее интересные и многочисленные находки редких минералов были сосредоточены в центральной зоне, на небольших (первые метры) изолированных участках. Чтобы исключить при опробовании влияние коры выветривания и свалов техногенных отложений, проводились расчистки свалов пород до коренного субстрата.

Участки детальных наблюдений и опробования в центральной части месторождения (рис. 2) характеризуются следующими особенностями:

1. Основной участок развития фосфатных минералов. Гнездовые скопления крупных (до 20—30 см) почкообразных выделений франколита, участки псевдопертитовых скоплений кварца, участки выщелачивания и растворения с заполнением пустот и трещин сферолитовыми и почковидными выделениями минералов группы апатита, псевдомалахита, азурита, хризоколлы и др. (рис. 3).

2. Жила амблигонита с блоково-пегматоидной зоной крупнопертитовых (?) выделений кварца зональ-

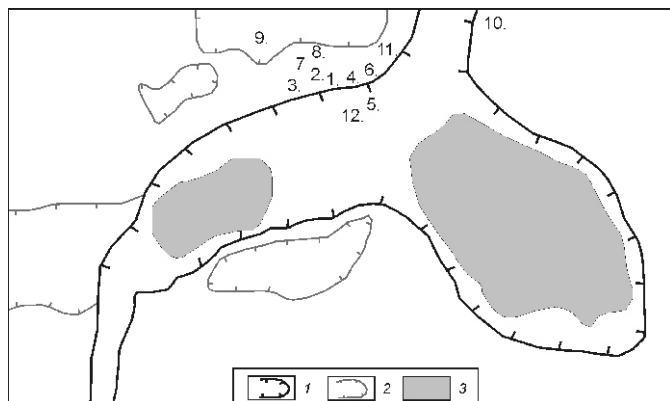


Рис. 2. Участки опробования в центральной части месторождения:

контуры карьера: 1 — нижний и 2 — верхний уровни;
1.—12. — участки опробования

ного строения, скоплениями до 10—15 см сфероидальных выделений ауегелита. В зальбандах жилы наблюдается вкрапленность до 1—1,5 см зернистых выделений голубовато-серого апатита (рис. 4).

3. В грейзенизированных гранитах участки обогащения касситеритом и станнином — полосчатые руды с гнездовым и ленточным распределением полезного компонента (до 20—30%), участки развития друзовых комплексов франколит—штаффелит, вкрапленники отдельных оливково-зеленых кристаллов и скопления оксистаннина размером до 2—4 см.

4. Осветленные альбитизированные граниты (грейзен) с вкрапленностью амблигонита, азурита, хризоколлы, Си-зелени (псевдомалахита). Отмечаются гнезда до 3—6 см и отдельные прожилки бирюзы мощностью до 1—1,5 см.

5. В полотно карьера шурф с широким развитием «вторичных» медных минералов, азурита, хризоколлы, псевдомалахита. В пустотах выщелачивания в

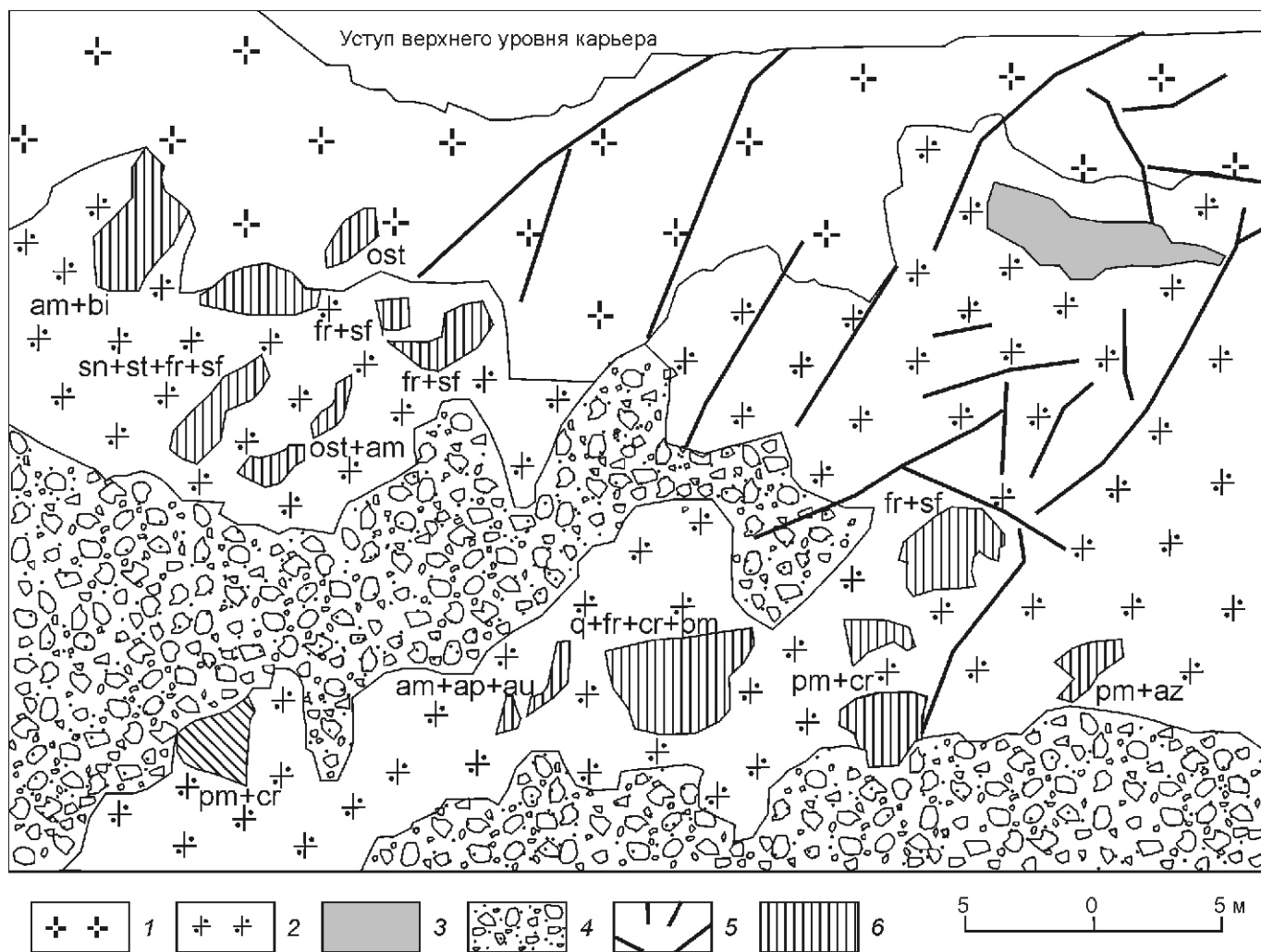


Рис. 3. Северо-западная стенка карьера в центральной зоне развития фосфатов:

1 — гранодиориты; 2 — грейзены; 3 — кварцевая жила; 4 — техногенная осыпь; 5 — разрывные нарушения; 6 — парагенезисы минералов: am — амблигонит, az — азурит, ap — апатит, bi — бирюза, cr — хризоколла, sn — касситерит, pm — псевдомалахит, fr — франколит, sf — штаффелит

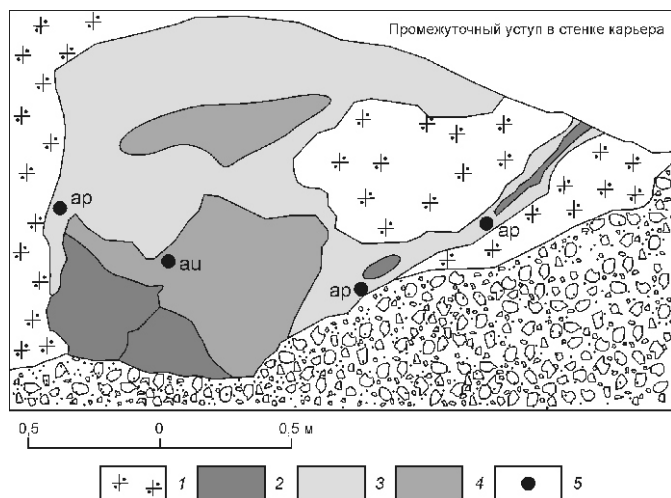


Рис. 4. Зарисовка фрагмента жилы амблигонита:

1 — кварцевые грейзены; 2 — массивный амблигонит; 3 — кварцево-слюдистый агрегат; 4 — каолинизированный амблигонит; 5 — гнездовые скопления апатита (ар) и аугелита (ау); 6 — техногенные отложения

грейзенах кварцевые щетки молочно-белого, серого непрозрачного кварца.

6. Сильно разрушенный кварцевый грейзен с гнездовыми и прожилковыми (до 2—3 см) скоплениями порошковидного азурита.

7. Участки гнездовых скоплений друзовидных образований фосфатов: корки, почки, наросты от первых миллиметров до 2—3 см кристаллов франколита, штаффелита и др. Общая площадь развития около 1 м². Оработана выемкой глубиной до 0,7 м.

8. В грейзенизированных гранитах субвертикальный мономинеральный, линзующийся прожилок варламовита (?) мощностью 4—5 см, сильно разрушенный.

9. Расположен на втором уровне карьера. Представлен зоной кварцево-слюдистых грейзенов с развитием мелкодрузовидного молочно-белого кварца в пустотах (до дымчатого прозрачного кварца), с оливково-зелеными корковыми образованиями фторапатита, гнездовой вкрапленностью аурипигмента и «коралловыми» фосфатами. По зоне (по простиранию) пройдена мелкая канава и неглубокий шурф для выборки материала.

10. В нижней трети левой стенки подъездной траншеи в центральной части карьера кварц-полевошпатовая пегматитовая жила мощностью 25—20 см с широко развитыми псевдодрузовидными комплексами выщелачивания.

11. На контакте грейзенизированных и неизмененных гранитов субвертикальный прожилок мономинерального фторапатита мощностью 8—10 см, представленный следующими разновидностями: в пустотах — ожелезненными бледно-зелеными призматическими

полупрозрачными короткостолбчатыми уплощенными кристаллами апатита, по простиранию прожилка — плотные выделения зеленовато-серых, белых фарфоровидных агрегатов коллофана, в альбандах полосчатые выделения зернистого франколита.

12. В полотно карьера в альбитизированных, грейзенизированных гранитах трещины мощностью 1—3 см, заполненные натечными пленочными и корковыми выделениями светло-зеленых фосфатных минералов.

В минеральном строении месторождения большую роль играют минералы кварцевой группы, встречающиеся в минеральных парагенезисах разнообразных по типам геолого-генетических структур — от пегматитов и грейзенов до метасоматитов и зон окисления. Молочно-белый и серый кварц в сплошных массах гнездовых скоплений среди грейзенов образует грубошестоватые агрегаты или тесные сращения плохо образованных непрозрачных удлиненных кристаллов со слюдисто-фосфатными минералами. Очень часто кристаллы кварца являются матрицей для поздних гидротермальных и гипергенных минералов. Наиболее эффектны кристаллы горного хрусталя и светлого дымчатого кварца занорышей и крустификационных пустот пегматоидных кварцевых жил. Размеры одиночных кристаллов от 1 до 12 см по длинной оси, с мутным основанием и прозрачными головами, и зонами роста с фантомным строением кристаллов. Кристаллы пегматоидного и друзовидного кварца обычно обрастают многослойными рубашками слюдистых и гипергенных минералов: гарбортитом, франколитом, штаффелитом, аугелитом, криптокристаллической зеленой слюдкой, глинистыми минералами (типа галлуазита) и, иногда, мелкозернистыми агрегатами низкотемпературного «вторичного» кварца.

К наиболее интересным и редким минералам, к тому же с сильно изменяющимся составом, относятся амблигонит $(\text{LiNa})\text{Al}(\text{PO}_4)\text{F,OH}$ или, по мнению других исследователей, монтебразит $(\text{LiNa})\text{Al}(\text{PO}_4)\text{OH,F}$, встречающийся на месторождении в значительных количествах. Отличия в минеральных видах этой группы проводятся по соотношению F:OH. В амблигоните преобладает F до 12%, а группа OH почти отсутствует, в монтебразите эта группа имеет существенное значение (до 7 % H₂O), и гебронит занимает промежуточное положение с почти равным содержанием F и OH. Некоторые минералоги [10] определяют его как гебронит. Визуально — это минерал белого и бледно-зеленого, иногда голубоватого цвета, с гнездовыми полупрозрачными участками, встречающийся в виде грубо- и крупнопластинчатых основных масс с характерным стеклянн блеском и заметной спайностью, в массивных, пегматоидного облика (см. рис. 4), практически мономинеральных жилах, наибольшая из которых

до- стигала длины 20 м (жила Роллан). Прозрачных кристаллов не отмечалось. Наблюдаются замещения аугелитом. В поверхностных условиях голубовато-зеленоватый оттенок амблигону придают продукты разрушения (смесь каолиноподобных минералов) и фосфаты, в первую очередь бирюза.

Аугелит $\text{Al}_2(\text{OH})_3\text{PO}_4$ (рис. 5, А, Б) приурочен обычно к центральным участкам линз и жил амблигонита [7] в гнездовых скоплениях мелкокристаллических шаровых выделений, желваков 10–15 см (А.И.Киселев указывает на гнезда до 40 см) с характерной сетчато-петельчатой текстурой, иногда в пустотах в виде тонкопластинчатых (1–2 мм) светло-серых, бесцветных, полупрозрачных, иногда прозрачных, игольчатых агрегатов на стенках пустот, в почках до 0,5–1 см с псевдоконцентрическим строением (окраской). Твердость 4,5–4,8. Встречается в двух генерациях: в среднезернистых агрегатах и мелко- и крупнокристаллических, выстилающих стенки пустот.

К Cu -фосфатам в основном гипергенного происхождения относится псевдомалахит $\text{Cu}_5(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4\text{H}_2\text{O}$, встречающийся на месторождении в зоне окисления довольно часто в виде тонких 0,1–2 мм зеленых, темно-зеленых до черно-зеленых почковидных корочек, натеков в трещинах и изолированных полостях, иногда концентрически-зонального строения в грейзенах, грейзенизированных породах.

Бирюза $\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8\text{H}_2\text{O}$ в прожилковых (до 2 см) и гнездовых скоплениях (4–6 см) бледно-голубого, зеленовато-голубого цветов плотного сложения (см. рис. 5, В), с хорошей спайностью и характерным раковистым сколом (изломом) отмечена в трещинах простого строения грейзенизированных гранитов и в виде налетов и тонких примазок по спайности в выветрелом амблигоните.

Либетенит $\text{Cu}_2\text{PO}_4(\text{OH})$ — минерал со стеклянным блеском (иногда смолистым у разновидностей черного цвета), твердостью около 4. Встречается в агрегатах тонко и мелкочешуйчатого строения, образует мелкокристаллические щетки с таблитчатыми, призматическими и столбчатыми кристаллами оливково-зеленых до черно-зеленых иногда ярко-зеленых цветов с голубоватым оттенком в корковых выделениях в зоне гипергенной проработки грейзенизированных альбитизированных гранитов, жилах амблигонита, среди натечных образований.

Еще один «фирменный» минерал месторождения — кёстерит (Cu_2ZnSnS), Zn,Ag -содержащий станнын, встречающийся в значительных количествах, причем в кристаллах до 8 см [8]. Такого размера кристаллы кёстерита не зафиксированы (обычный размер — первые миллиметры), однако в амблигоните встречены измененные зеленовато-бурые кристаллы оксистаннина (как называл их А.И.Киселев) с довольно четкими кристаллографическими формами тетраэдрического габитуса размером до 2–4 см в поперечнике. Возмож-

но, что под именем оксистаннина (см. рис. 5, Г) был описан варламовит (сукцит) — $\text{H}_2\text{SnO}_3(?)$, как псевдоморфоза по станныну, образующий землистые массы зеленовато-бурого и желтого цветов, замещающая отдельные кристаллы или слагая практически мономинеральные прожилки мощностью до 3–8 см. Отличие кёстерита от обычного станнына, кроме присутствия повышенных содержаний цинка и серебра, заключается и в более высокотемпературных условиях образования [5]. Цвет минерала железо-черный с бронзовым оттенком с черной бархатистой чертой и металлическим блеском. Блеск на гранях кристалла стеклянный до алмазного. Твердость кёстерита по шкале Мооса от 3,5 до 4. В приповерхностных условиях минерал разрушается с образованием деревянистого олова, самородного серебра, псевдомалахита, лимонита, хризоколлы и др. [6].

Очень широко на месторождении представлены минералы и типоморфные разновидности минералов группы апатита.

Коллофан (см. рис. 5, Д) как разновидность массивных, скрытокристаллических агрегатов апатита отмечается в виде почти мономинеральных субвертикальных прожилков мощностью до 10–12 см фарфоровидного строения, с массивной и плотной, иногда полосчатой текстурой, серовато-белым цветом со слабыми желтовато-зеленоватыми оттенками, с тусклым блеском, низкой твердостью (около 4–4,5). Иногда образует снежно-белые порошковатые скопления в амблигоните (?), превращенные в поверхностных условиях в каолиноподобную массу.

Франколит (см. рис. 5, Е) и штаффелит (как разновидности карбонатистого фторапатита) встречаются очень широко в тесном сростании индивидуальных друзовидных форм (пластинчатые, шарообразные, гребневидные, таблитчатые, скелетные, трубчатые и др.), выделениях с разнообразными, но преимущественно серыми, зелеными и фиолетовыми цветами. Почковидные агрегаты имеют внутреннее радиально-лучистое и игольчато-волокнистое сложение, часто с шелковистым блеском.

Размер ребер отдельных кристаллов друзовых агрегатов достигает 3–4 см. Часто пластинчато-призматические кристаллы имеют зональное строение: центральные части сложены штаффелитом, краевые — франколитом (рис. 6). По химическому составу внутренние и внешние участки зональных кристаллов слабо различимы (табл. 3) и только в переходной зоне отличаются повышенным содержанием Na_2O , MgO и MnO .

Из других водных фосфатов нужно отметить гарбортит $\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3\text{H}_2\text{O}$, встречающийся в виде сферолитовых масс желто-белого и бурого цветов, тонкоигольчатого сложения, твердостью около 5,5. Обычно он нарастает на друзовидный кварц и зернистый аугелит. Сферолитовые поверхности гарбортита часто покрываются тонкими корочками франколита (штаффелита).

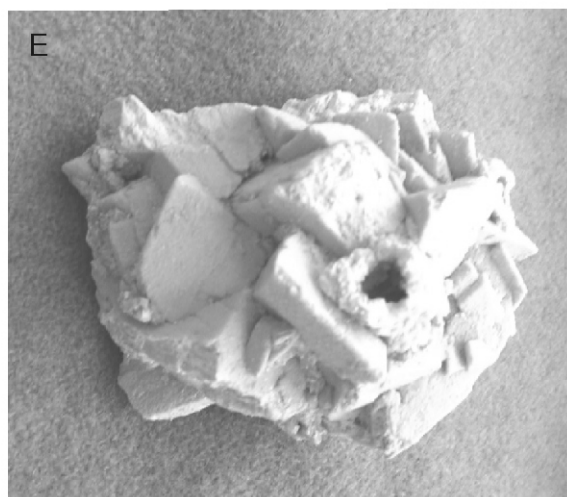
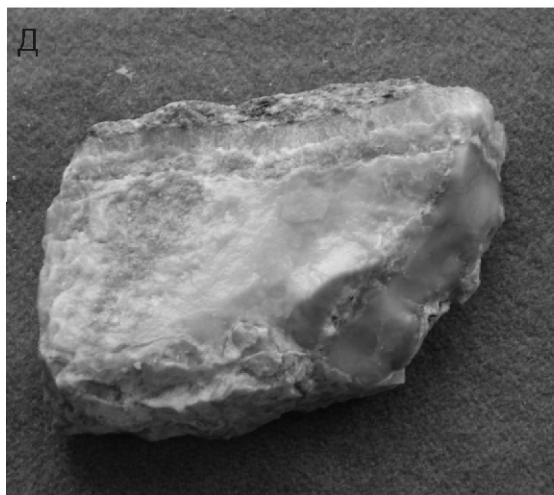
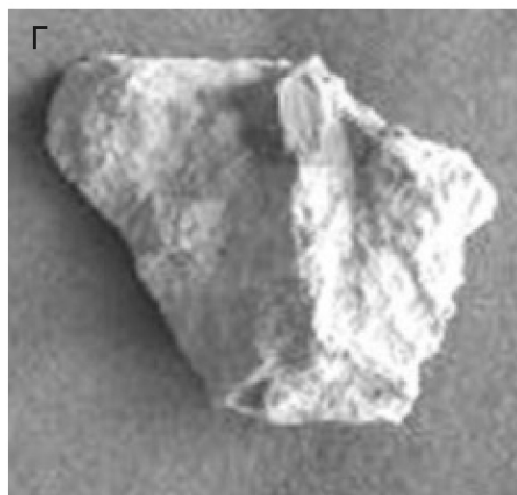
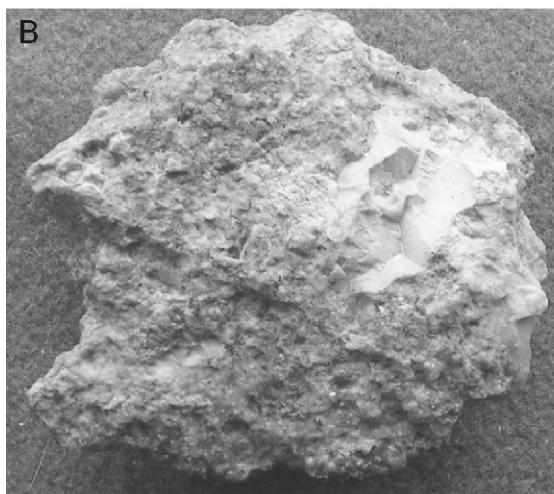


Рис. 5. Характерные минеральные индивиды месторождения Кёстер:

А — сферолитовые выделения аугелита; размер 12–14 см; Б — кристаллические формы аугелита, размер 4,5–2,5 см; образец: ФМ, 70132, фото А.А.Евсеева; В — гнездовые скопления бирюзы в грейзене, размер 5–6 см; Г — кристалл «оксистаннина» в амблигоните, размер 6–10 см; Д — фарфоровидные выделения коллофана, размер 8–12 см; Е — друзовые выделения франколита, размер кристаллов 3–4 см

Сходство фосфатных минералов настолько велико, что многие разновидности из них исследователи определяли как неизвестный фосфат, фосфат белого цвета, неизвестный фосфат зеленый, Си-фосфат синий, фосфат желтый и т.д. В случае неоднозначного определения широко использовались вольные термины, такие как оксистаннин, землистый касситерит.

Подобная фосфатная минерализация, но проявленная в значительно меньших масштабах, отмечалась в 1977 г., при проходке канав в зонах брекчированных гранитов в 1—1,2 км к юг-юго-западу от карьера месторождения Кестёр. Остроугольные обломки окварцованных гранитов в зонах дробления протяженностью десятки метров и мощностью 0,5—1,5 м, цементировались светло-зелеными, желтовато-зелеными натеchnыми полосчатыми почковидными агрегатами радиально-лучистых выделений фосфатных минералов, главным из которых, согласно полевым определениям, являлся вавеллит (?).

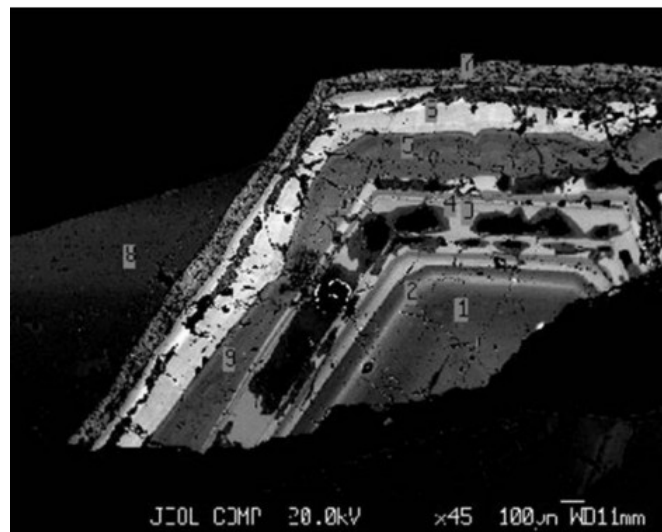


Рис. 6. Зональное строение фрагмента кристалла франколита

3. Химический состав зонального кристалла франколита по результатам микрозондового анализа (в %)

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
F	7,404	4,002	6,006	5,433	7,907	8,102	5,351	5,765	8,341
P ₂ O ₅	37,722	39,167	37,971	38,128	37,717	37,580	38,091	37,840	36,948
CaO	54,874	56,831	53,115	53,954	54,376	54,318	56,558	56,395	53,923
MnO	—	—	2,150	2,485	—	—	—	—	0,788
Na ₂ O	—	—	0,432	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	0,326	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000

Примечание. Аналитик Л.А.Павлова, институт Геохимии СО РАН.

Остается только сожалеть, что основные исследования минеральных парагенезисов уникального месторождения, фактически, завершились в 40—50-х годах XX в. и совершенно не оценены современными методами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бонштедт-Куплетская Э.М. Новые минералы // Зап. ВМО. Ч. 87. Вып. 1. 1958. С. 76—81.
2. Вронский Б.И., Островский И.А. Черный бипирамидальный касситерит из месторождения Кестёр в бассейне р.Яна // Зап. ВМО. Вторая серия. Ч. 74. Вып. 2. 1945. С. 137—143.
3. Гордиенко В.В., Нестеров А.Р., Соколов П.Б., Кривовичев В.Г. Состав амблигонита-монтебразита как индикатор режима летучих в пегматитовом процессе // Зап. ВМО. Ч. 109. Вып. 6. 1980. С. 644—657.
4. Грачева О.С. Грейзены Северо-Востока. —М.: Недра, 1974.
5. Иванов В.В., Пятенко Ю.А. О так называемом кёстерите // Зап. ВМО. Вып. 2. 1959. С. 165—168.
6. Кривоконева Г.К., Крюковская А.В. О продуктах замещения серебро-цинксоодержащего станнина // Зап. ВМО. Ч. 94. Вып. 6. 1965. С. 708—713.
7. Мелентьев Г.Б., Капитонова Т.А., Черницова Н.М., Вальсов Л.Н. Аугелит из оловянно-редкометалльных гранитов СССР // Докл. АН СССР. Т. 189. № 5. 1969. С. 1099—1102.
8. Соболева В.Н. Материалы к минералогии месторождения Кестёр из бассейна реки Яна // Материалы по геологии Северо-Востока СССР. Вып. 6. —Магадан, 1949. С. 40—65.
9. Редкие минералы в Якутии. —Якутск: Наука, 1984.
10. Устиев Е.К. Гебронит — минерал из группы амблигонита с р.Яна // Зап. ВМО. Вторая серия. Ч. 74. Вып. 2. 1945. С. 132—136.
11. Яковлев Я.В., Лебедев П.П. Температура образования оловянных месторождений Яно-Борулахского междуречья // Минералогия эндогенных месторождений Якутии. —Новосибирск: Наука, 1974. С. 122—124.

Камнесамоцветная специализация северо-востока Якутии

МИХАИЛ ВАСИЛЬЕВИЧ КОКУНИН (Иркутский государственный университет; 664003, г.Иркутск, ул.Карла Маркса, 1; e-mail: lavgovit@vmail.ru)

Рассмотрены камнесамоцветное районирование (Республика Саха-Якутия) и перспективность районов на наличие ювелирных (берилл, топаз), ювелирно-поделочных, поделочных, коллекционных и редких минералов, мамонтовой кости и окаменелой древесины.

Ключевые слова: камнесамоцветные районы, мамонтовая кость, нефрит, коллекционные минералы.

Stone-semiprecious specialization of northeast of Yakutia

MIKHAIL VASILYEVICH KOKUNIN

In article stone-semiprecious division into districts (Republic of Sakha-Yakutia) and perspectivity of regions on presence jeweller (beryl, topaz), jeweller-carpentry, carpentry, collection and rare minerals; mammoth bone and fossilized wood are considered.

Key words: stone-semiprecious regions, mammoth bone, greenstone, collection minerals.

Северо-Восточная камнесамоцветная провинция (рис. 1) занимает обширную территорию к востоку от западных склонов Верхоянского и Сэтте-Дабанского хребтов и административно включает Магаданскую и Камчатскую области, а также часть Якутии и Хабаровского края. Экономически этот регион освоен очень слабо. Единственными крупными промышленными узлами данной территории являются города Магадан и Петропавловск-Камчатский.

Северо-восточная часть Якутии, наряду с северо-восточными окраинами России в отношении камнесамоцветного сырья, относится к наименее изучен-

ным территориям страны. Связано это не только с отдаленностью и масштабностью территории, но и целенаправленным планированием поисков камнесамоцветных объектов в обжитых районах, ориентируя труднодоступные территории на поиски и разведку дефицитного и стратегически необходимого для страны сырья. Первые упоминания о камнесамоцветных объектах Северо-востока Якутии стали появляться с конца 50—60-х годов XX в., когда начали проводить среднемасштабное геологическое картирование, а составление обзорных (региональных) металлогенических карт с реестром месторождений

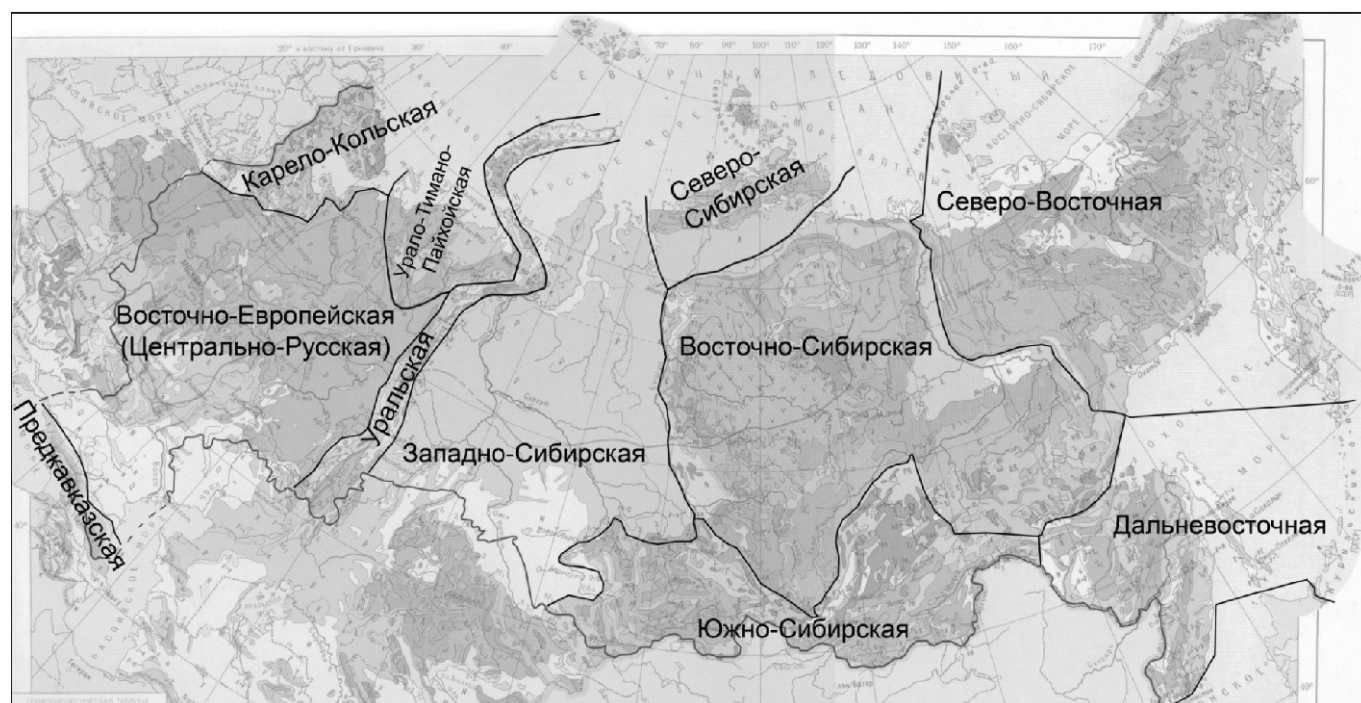


Рис. 1. Основные камнесамоцветные провинции России

(Б.А.Лемкова) систематизировало эти находки. Плановое изучение подобных проявлений началось в 70—80-е годы прошлого века. В это время оценку выявленных объектов проводили специализированные организации сначала экспертными заключениями, а затем разведочными и добычными работами. В 1970—1990 годы для оценки перспектив обнаружения камнесамоцветных объектов, стали применять минерагенический и формационный анализы территорий как в целом для страны [4], так и для отдельных регионов [5, 1]. Были выделены основные камнесамоцветные провинции, в целом совпадающие с границами крупных геолого-тектонических структур (см. рис.1).

К сожалению, в конце XX—начале XXI вв. на фоне общего сокращения геологоразведочных работ практически заканчивается изучение камнесамоцветных объектов специализированными предприятиями. Тем не менее, к концу XX в. были определены главные минеральные особенности камнесамоцветной минерализации (табл. 1) и выделены основные камнесамоцветные субпровинции и районы северо-востока Якутии (рис. 2, табл. 2).

Большинство известных в регионе камнесамоцветных объектов не подвергались специализированному изучению, и информация о них носит общегеологический и эмоциональный характер. Только четыре объекта территории изучались специализированной экспедицией Государственное геологоразведочное производственное предприятие «Востоккварцсамоцветы» на-



Рис. 2. Камнесамоцветные районы Северо-востока Якутии. По В.Г.Гадиятову, с изменениями:

минерагенические самоцветные таксоны: В — Верхоянская хрусталеносная субпровинция; районы: У—Я — Усть-Янский, Я—А — Яно-Адычанский, М—С — Момо-Селенняхский, А — Алазейский, П — Приморский

1. Основные разновидности камнесамоцветных, коллекционных и редких минералов и пород северо-востока Якутии

Камнесамоцветная минерализация	Минералы
Ювелирные	Берилл*, топаз*
Ювелирно-поделочные	Везувианит, нефрит, горный хрусталь, дымчатый кварц, сердолик, сардер, карнеол, агат, азурит*, бирюза*, хризоколла*
Поделочные	Сerpентинит, амблигонит*, лиственит, тулит, офиокальцит
Коллекционные	Касситерит, франколит, сфалерит, манганит, самородный висмут, самородная медь, самородное золото, людовигит, киноварь, антимонит, флюорит, гипс
Редкие	Аугелит, кёстерит, перцевит, сахаит, славикит, галханит, суанит, ольшанскит, индерит, ссайбелиит

*Потенциально перспективные.

учно-производственное объединение «Кварцсамоцветы» с опытной эксплуатацией и лабораторной оценкой качества сырья. Объекты же коллекционного сырья целенаправленно не изучались вовсе, хотя по коммерческой ценности могут превалировать над проявлениями ювелирного сырья (табл. 3).

Верхоянская хрусталеносная субпровинция протяженностью около 1000 км известна уже около 50 лет с начала 60-х годов XX в. и выделена по аналогии с Южно-Якутской субпровинцией горного хрусталя, но по масштабам проявления минерализации значительно уступает последней. Это в основном связано с недостаточной специализацией геологической изученности субпровинции, хотя здесь известно более 1000 кварценозных тел.

Хрусталеносные поля приурочены к терригенно-флишеидным отложениям каменноугольного—пермского возраста, представленных песчано-алевролитовыми толщами. Выделяют два типа хрусталеносных жил: продольно- и поперечно-секущие, отличающиеся масштабами и продуктивностью. Максимальная протяженность жил 300 м, состав их преимущественно кварцевый, реже кварц-карбонатный, иногда отмечается сульфидная минерализация. Полости, содержащие кварцевое сырье щелевидные, реже изометричные. Размеры их сильно изменяются от мелких занорышей до крупных погребов и камер объемом до 5 м³. Размеры кристаллов от первых сантиметров до 20 см, для них характерна высокая прозрачность. По ряду жил проявлений (Арангас, Са-кындя и др.) были подсчитаны запасы, проводилась опытная отработка кварценозных тел. Было добыто около 20 т кварца-сырца с незначительным выходом сортового сырья [3]. Основной недостаток кварцевых

2. Минерагенические камнесамоцветные таксоны северо-востока Якутии

Минерагенические таксоны	Геологические формации	Самоцветная специализация	Перспективные и промышленные объекты
Верхоянская хрустале-носная субпровинция	Терригенно-флишиодная	Горный хрусталь, коллекционные и редкие минералы	Косалин, Арангас, Босувчан, Эндыбал, Кимпиче и др.
<i>Камнесамоцветные районы</i>			
Яно-Адычанский	Аляскитовых и биотитовых гранитов	Коллекционные и редкие минералы, самородное золото	Киргилях, Бургавли, Кестер и др.
Усть-Янский	Аляскитовых и фтор-литиевых гранитов	Топаз, берилл, горный хрусталь, дымчатый кварц, редкие и коллекционные минералы	Полярное, Такалканское, Одинокое и др.
Момско-Селенняхский	Дунит-гарцбургитовая офиолитовых комплексов	Нефрит, везувианит, лиственит, серпентинит, тулит, редкие и коллекционные минералы	Селенняхское, Мунилканское
Алазейский	Базальт-риолитовая	Минералы группы халцедона	Бассейны рек Алазея, Седёдема, Огороха, Кыллах, месторождение Мустах
Приморский	Едомный комплекс	Мамонтова кость, янтарь	Меркушина Стрелка, Тинкир и др.

объектов — незначительные масштабы, высокогорное расположение и удаленность от промышленных центров, что резко снижает экономическое значение субпровинции. На полиметаллических проявлениях субпровинции, в т.ч. на самом известном месторождении Эндыбал, встречаются коллекционные образцы галенита. В восточной части субпровинции в пределах рудного поля полиметаллического проявления Кимпиче известны находки коллекционных минералов: манганит, галенит, сфалерит, в т.ч. и в друзовых агрегатах, редкая разновидность которого — полупрозрачный красновато-бурый пришибрамит.

Яно-Адычанский камнесамоцветный район не богат проявлениями камнесамоцветного материала. Здесь отмечаются незначительные по масштабам проявления дымчатого кварца, мориона и горного хрусталя, связанные главным образом с гидротермальными рудными и безрудными жилами оловоносных месторождений. В то же время имеются объекты, где высок потенциал находок камнесамоцветной минерализации. Это прежде всего месторождение Кёстер, где кроме многочисленных редких и коллекционных минералов, отмечаются потенциально перспективные самоцветные минералы: ювелирные — бирюза, азурит, хризокolla; ювелирно-поделочные — амблигонит, отчасти натечные формы флюорита, псевдомалахит. Здесь же отмечены отдельные кристаллы дымчатого кварца и горного хрусталя, друзовидный молочно-белый кварц. Месторождение ценно своим уникальным набором редких и коллекционных минералов, прежде всего разнообразными фосфатами [2]. Распространенные в районе оловорудные месторождения известны коллекционными минера-

лами в друзах и щетках (касситерит, вольфрамит, дымчатый кварц, флюорит). К другим проявлениям, имеющим несомненный коллекционный интерес, относится небольшое по масштабам проявление ртути Террасное, расположенное в бассейне р.Адыча, где на контакте алевролитов и песчаников и в трещинах отрыва отмечаются отпрепарированные щетки сростшихся кристаллов киновари размером по высоте до 6 мм и площадью до 0,2—1,0 дм². На месторождении Бургавли отмечаются прекрасные кварц-адуляровые щетки. Необходимо отметить в качестве коллекционного материала находки самородков золота в россыпях района, образцы рудного видимого золота коренных объектов, ценность которых гораздо выше стоимости содержащегося в них металла.

Усть-Янский камнесамоцветный район занимает северо-западные окраины провинции: от Верхоянского хребта на западе до хребтов Улахан-Сис на востоке и Тас-Хаяхтах на юге. Район характеризуется массовым развитием терригенных пород палеозойско-мезозойского возраста и широко проявленным магматизмом преимущественно гранитоидного состава. Здесь известны проявления горного хрусталя, берилла, топаза, редких коллекционных камней. Несомненный интерес представляет оловорудное месторождение Полярное, по геологическому строению, минерализации и геохимической специализации напоминающее известное Шерловогорское месторождение берилла и топаза в Восточном Забайкалье. Месторождение Полярное, связанное с полем развития грейзенизированных гранитов, характеризуется широким распространением топазовой минерализации, в отдельных случаях составляющей до 30% от

3. Редкие и коллекционные минералы некоторых месторождений северо-востока Якутии

Месторождение (проявление)	Коллекционные и редкие минералы
Берендей	Самородная медь
Бургавли	Аксинит, касситерит, адуляр
Гал-Хая	Киноварь, акташит, вакабаяшиллит, гал-хаит, грейгит, гетчелит
Депутатский	Полоуснит, касситерит
Дьяхтардах	Квенштедтит, гогманнит, малахит, гипс
Звездочка	Киноварь, самородная ртуть
Кёстер	Аугелит, амблигонит, азурит, апатит, кёстерит и др.
Крайний	Касситерит, турмалин
Кэбиринья	Ссайбелиит, данбуригит
Наледное	Котоит, суанит
Омчикандя	Касситерит, самородный висмут
Сентачан	Антимонит
Снежное	Боркарит, котоит, ссабелиит, азопроит
Такалкан	Берилл, флюорит
Террасное	Киноварь
Титовское	Вонсенит, диопсид, индерит, людвигит, карлит, ольшанскит, харкерит, ссайбелиит, сахаит
Томмотское	Бритолит, чевкинит, иттриалит
Эге-Хая	Касситерит, славинит, фиброферрит

состава грейзенизированных пород. По сообщению Р.А.Самсоненко, при отработке россыпи Омчикандя, на левом борту одноименного ручья в аллювиально-делювиальных отложениях был обнаружен фрагмент кристалла прозрачного голубоватого берилла (аквамарины) размером около 5 см. Документально это не подтверждено, а из собственных минералов берилла по последним данным (В.В.Бояршинов, 1999) на месторождении определен только хризоберилл. Топаз, широко встречающийся в коренном месторождении и рыхлых отложениях касситерит-вольфрамитовых россыпей, полупрозрачен, бесцветный или желтовато-бурый. Однако в грейзенах в пустотах совместно с флюоритовой минерализацией и циннвальдитом отмечались водяно-прозрачные таблитчатые кристаллы топаза размером до 2 см. По техническим условиям в своей массе материал не отвечает требованиям к ювелирному сырью, но специализированных исследований, в т.ч. лабораторных, на месторождении не проводили. Такалканское прояв-

ление берилла приурочено к апикальной части одноименного гранитного массива и представлено небольшими изометричными и линзовидными кварц-полевошпатовыми слабозональными пегматитами с непрозрачным бериллом и аквамаарином. Берилл такого же качества отмечается в топаз-слюдисто-кварцевых грейзенизированных породах и зонах прожилков турмалин-слюдисто-кварцевого состава с вольфрамитом, арсенопиритом, флюоритом. Протяженность рудоносных зон 120—250 м при мощности до 3,5 м. В этом же массиве известно проявление жильного бледноокрашенного непрозрачного флюорита с размерами футляровидных кристаллов до 3—5 см. К югу от пос.Депутатский известно два проявления оптического и коллекционного кальцита: Топкое с кристаллами скаленоэдрами кальцита и Слчанское, где размер полупрозрачных кристаллов кальцита достигал 23 19 18 см. Специализированные исследования на это сырье в районе не проводились. Камнесамоцветное и коллекционное кристаллосырье может извлекаться попутно с отработкой оловорудных месторождений: Одинокое, Полярное, Такалканское. В зонах окисления оловорудного месторождения Дьятардах отмечались находки прозрачных кристаллов гипса и агрегатов малахита, но по масштабам имеющих лишь минералогическое значение. Для Зашиверского проявления характерно наличие друз горного хрусталя музейного уровня. На проявлении Берендей в значительном количестве встречалась самородная медь. Однако никаких специализированных исследований на перечисленных объектах не проводилось.

Момско-Селенняхский камнесамоцветный район, расположенный в центральной части провинции, характеризуется выходами пород ранне-среднепалеозойского возраста, в т.ч. гипербазитов офиолитового комплекса, прослеживающихся в виде отдельных блоков около 700 км (Момо-Селенняхский пояс). В блоках этого пояса среди разнообразных магматических пород присутствуют и глубинные ультрамафиты, с которыми связывается главная камнесамоцветная специализация района: месторождения и проявления нефрита и ювелирно-поделочного везувианита. Работы, проведенные в западной части пояса (Мунилканский блок) по оценке этих объектов позволили выявить в коренном залегании десятки проявлений тремолитовых пород (в т.ч. и с нефритом), относящихся к Селенняхской группе месторождений, и жадоносных роденгитов. Однако наибольший интерес представляют аллювиальные россыпи, оцененные запасы которых составляют: нефрит 96,8 т, везувианит 23,7 т. Крупновалунные россыпи нефрита и везувианита мономинеральны или имеют смешанный (комплексный) нефрит-везувиановый состав (россыпь руч.Брем). Нефрит Мунилканского месторождения относится к I и II поделочным сортам и в целом характеризуется низкими декоративно-художествен-

ными свойствами (невзрачная, грязно-зеленая окраска, с многочисленными включениями посторонних примесей, слабая просвечиваемость). Везувиановый жад месторождения представлен в основной массе полиминеральной породой невысокого качества (поделочный I сорт), ювелирные полупрозрачные разновидности с равномерной окраской бледных и насыщенных тонов составляют 1%. В течение ряда лет на месторождениях Мунилканского блока проходила опытная добыча прежде всего везувианита. Нефрит из-за невысокого качества материала практически не вывозился. В связи со сложной схемой транспортировки — вертолетным транспортом в летний период, вывозился высокообогащенный ювелирный и ювелирно-поделочный жад. Ориентировочно было вывезено свыше 10—15 т сортового камня. В этом же районе известны боросиликатные оловоносные скарновые месторождения с находками десятков редких и коллекционных минералов (Титовское, Снежное, Наледное и др.), образцы которых были бы желанны в экспозициях многих минералогических музеев мира. Остались практически неизученными проявления аметиста (Кристалл), горного хрусталя и окаменелой древесины.

Алазейский агатовый район расположен на одноименном плоскогорье и выделен в пределах полей развития вулканогенных пород — среднего, основного и кислого составов мелового — палеогенового возраста. Здесь известно в коренном залегании месторождение агатов (Мустахское) и многочисленные отдельные находки и аллювиальные россыпи агата, сердолика, карнеола по рекам, эродировавшим Алазейское поднятие: Кыллах, Седедеме и Огорохе. Мустахское месторождение обладает значительными ресурсами ювелирно-поделочного агата и сердолика с высоким выходом сортового сырья. Несомненным достоинством материала проявления является высокая просвечиваемость сердолика (до 5 см на глубину) и выход бездефектных участков до 5 5 3 см. Выход сортового сердолика из камня-сырца составляет до 60%. Средний выход сырья I сорта I и II — 88,7% [1]. Наиболее значимые россыпи сердолика расположены в среднем течении р. Седедеме, представлены современными косовыми отложениями преимущественно галечной и валунно-галечной фракции. Размеры кос от 40 50 до 400 150 м. Разновидности халцедона представлены скрыто-зональным и зональным агат-ониксом, концентрически-зональным агатом, натечный неясно полосчатый халцедон и др. Цвета разновидностей бледно-серые, голубоватые, желтые и бурые, с переходными цветовыми оттенками.

Приморский самоцветный район занимает северную часть провинции, включая острова в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском, территорию Приморской и частично Момо-Зырянской впадины, сложенных преимущественно многолетнемерзлыми четвертичными породами (едомая свита). С этими отложениями связаны масштабные захоронения мамонто-

вой кости. К наиболее значимым объектам ископаемой мамонтовой кости относятся месторождение Тинкир (о. Малый Ляховский), Меркушина Стрелка (пролив Дмитрия Лаптева), Сан-Юрх (верховья одноименной реки). Единичные находки мамонтовой кости, не представляющие интерес для промышленной добычи, отмечаются и за пределами Приморского самоцветного района. Находки янтаря, имеющие минералогическое значение, приурочены к эоцен-олигоценным отложениям, известны в Заполярье Якутии от Быковского мыса до междуречья Индигирка и Хрома, в окрестностях оз. Тастах. Проявления практически не изучены, обнаруженные обломки янтаря желтоватого и бурого цветов, непрозрачные и полупрозрачные размером до 2 см.

Поиски, разведка и разработка крупных геологических объектов требуют немалых средств, времени и содержания больших коллективов, что может решаться только в рамках государственного финансирования. С изменением государственной политики в сфере недропользования и приходом в отрасль частного капитала, оказалось, что инвесторы одним из основных условий считают быстрый оборот капитала. Это при освоении крупных геологических объектов выполнить практически нереально. Кроме того мелкий и средний бизнес просто не в состоянии обеспечить финансирование таких объектов. Однако объекты камнесамоцветного и коллекционного сырья, являющиеся в большинстве своем небольшими по капиталовложениям, — идеальный вариант для приложения сил малого и среднего бизнеса. Сравнительно небольшие первоначальные затраты, и сырье, не требующее глубокого передела, создают условия для быстрой реализации сырья и окупаемости месторождения. Основное условие успешной работы — знание и постоянный мониторинг внутри российского и мирового рынка камнесамоцветного и коллекционного сырья, характеризующегося непостоянством спроса и предложения. В случае учета специфики таких объектов трудозатраты и капиталовложения несомненно окупятся даже в экономически не самом благоприятном по затратам регионе России как северо-восток Якутии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гадиятов В.Г.* Камнесамоцветные формации северо-востока Азии. — Воронеж, 2005.
2. *Кокунин М.В.* Редкие минералы забытого месторождения // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. — Иркутск, 2009. С. 136—147.
3. *Расческин Е.В.* Сполохи Севера. — Екатеринбург, 2004.
4. *Самсонов Я.П., Туринге А.П.* Геология и перспективы освоения месторождений кварца, исландского шпата, цветных камней Сибири и Дальнего Востока // Геология и Геофизика. 1981. № 7. С. 15—23.
5. *Татаринов А.В.* Камнесамоцветные минеральные формации Сибири // Геология и Геофизика. 1992. № 11. С. 116—125.

Новые данные о стратиграфии и районировании каменноугольных и пермских отложений алмазоносных районов северо-востока Сибирской платформы

ВИТАЛИЙ СЕМЕНОВИЧ ГРИНЕНКО, АНАТОЛИЙ МИХАЙЛОВИЧ ТРУЩЕЛЕВ (Центральная поисково-съемочная экспедиция ГУГПП РС (Я) «Якутскгеология»; 677009, г.Якутск, 9, ул.Кальвица, 24; e-mail: geopoisk@sakha.ru)

Освещены проблемы создания стратиграфических схем нового поколения для закрытых территорий северо-востока Сибирской платформы (Якутия). Выполнен анализ стратиграфии каменноугольных и пермских отложений. Усовершенствована современная стратиграфическая основа, уточнено фациальное районирование. Выявлены реперные уровни для поисков высоколиквидного минерального сырья (алмазы, концентрированные углеводороды, каустобиолиты, бокситы и фосфориты, благородные металлы, редкие земли и др.).

Ключевые слова: Сибирская платформа, карбон, пермь, стратиграфическая схема, реперные уровни.

New data about stratigraphy and division into districts of carbon and perm adjournment of diamond-bearing areas of northeast of the Siberian platform

VITALY SEMENOVICH GRINENKO, ANATOLY MIKHAILOVICH TRUSCHELEV

In article problems of creation stratigraphic schemes of new generation for the closed territories of northeast Siberian platforms (Yakutia) are covered. It is analysed stratigraphy of Carbon and Perm adjournment. The modern stratigraphic basis is advanced, is specified facies division into districts. Are revealed mark levels for searches highly liquid mineral raw material (the diamonds, the concentrated hydrocarbons, bauxites and phosphorites, precious metals, the rare grounds, etc.).

Key words: Siberian platform, Carbon, Perm, stratigraphic scheme, mark levels.

Объектом исследования являлись отложения карбона и перми, развитые в междуречье Оленёк—Лена, которые в геологической истории востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления отождествляют единый и самостоятельный этап осадконакопления [6, 7, 14, 15 и др.]. Палеогеографические реконструкции позволяют утверждать, что этот этап неразрывно связан в истории Земли с герцинским гемициклом сжатия [19]. Его начало совпадает с обширными столкновениями континентов, а завершение — с образованием Лавразии, одного из суперконтинентов, составлявших единую глыбу — Пангею. В раннем карбоне Сибирская платформа стала частью Лавразии и с этого периода перестала существовать как изолированная суша. В турнейском веке ее северное и северо-восточное обрамление (включая в современных координатах большую часть структур севера Верхоянского складчатого пояса) было охвачено обширной экспансией на сушу морской трансгрессии Арктики. В это время на северо-востоке платформы подновились древние [15] и заложились новые [6] зоны разломов, а на юго-западе активизировались среднепалеозойские структуры Кемпеддэйской впадины с соляным цементным заполнением. Произошла резкая инверсия Сунтарского поднятия и значительный по мощности разрыв перекрывающих

его отложений на отдельных участках вплоть до выхода на поверхность комплекса основания, в результате чего единый Виллюйский среднепалеозойский прогиб [5] разделился на Ыгыаттинскую и Кемпеддэйскую впадины [7]. Однако большая часть востока платформы представляла собой область денудации не только в турнейском и визейском веках, но и в серпуховском и башкирском [22], что подтверждается редкими реликтами континентальных и прибрежно-морских осадков турне-визейского времени, обозначенных на отдельных площадях изученной территории (рис. 1). В раннем карбоне на западе Сибирской платформы [22] начали формироваться терригенные континентальные и угленосные осадки в Тунгусской синеклизе, а на востоке — прибрежно-морские карбонатно-терригенные и морские терригенные в миогеосинклинальном прогибе Верхоянья [3, 14 и др.]. В карбон-пермское время здесь интенсивность структурных перестроек постепенно возрастала, что повлекло за собой в мелководном шельфе вблизи развивающейся крупной геосинклинали частичную деструкцию комплекса основания и генетически связанного с ним ранее образованного осадочного чехла платформы. Постепенно в процесс прогибания втягивались сопредельные с восточным краем платформы территории (в современных координатах) — цен-

Эрагема	Система	Отдел	Ярус	Структурно-фациальная область										
				Восточно-Сибирская - I						Верхоянская - II				
				Структурно-фациальная зона										
				Хатангско-Нижнеленская - А										
				Структурные районы						Западно-Орулганская - II-3				
				1 Буолкалах-Бурский	2 Бур-Улжинский	3 Оленек-Келимьярский	4 Сололийский	5 Кютюндинский	6 Далдынский					
П а л е о з о и с к а я	П е р м с к а я	Татарский	v	7	$P_{1-3}blg$	$P_{1-3}nk+tm$	$P_{1-2}nk$	$P_{1-2}bb$	10	$P_{1-3}nr^*$	8			
			s									11	12	
		Приуральский	ur	4										5
			kz											
			u											
			k											
			ar											
			s											
	Каменноугольная	Верхний	a	P_{1on}	$P_{1ts?ub}$	P_{1or}	$C_2-P_1\check{c}r+dl$							
			g											
		Средний	k											
			m											
		Нижний	b						C_1tt_2	2				
			s								C_1tt_1	1		
			v											
			t											

Рис. 1. Схема корреляции каменноугольного и пермского периода:

геологические подразделения, подсерии: 1 — ниже-, C_{1tt_1} и 2 — верхнетитеская, C_{1tt_2} ; 3 — чорбохская толща и далдынская свита, $C_2-P_1cr\ dl$ объединенные; 4 — онкучахская, P_{1on} свита; 5 — тастахская, тонолдинская и устьбурская свиты $P_{1ts?ub}$ объединенные; 6 — ортокинская, P_{1or} свита; 7 — джаргалахская и бурская толщи, $P_{1-2dz\ br}$ объединенные; свиты: 8 — нерская, P_{1-nr} , 9 — ныкабытская, P_{1-2nk} , 10 — булбарангинская, P_{1-2bb} , 11 — булгунняхтахская, P_{1-3blg} , 12 — ныкабытская и тюмятинская $P_{1-3nk\ tm}$

тральная часть Предверхоянского прогиба и Вилюйская синеклиза. Активное погружение геоморфологического ложа миогеосинклинали в карбон-пермское время (ранняя стадия и эпизодически средняя и поздняя) сопровождалось вулканической деятельностью [4, 25 и др.]. Летопись этих инъективных флуктуаций герцинского гемицикла сжатия фиксируется в разрезах на обширных территориях запада [20, 24 и др.] и востока [25 и др.] платформы.

В пределах этих территорий события, соразмерные с тектонической активностью, запечатлены определенными обстановками континентального, морского или вулканогенно-осадочного осадконакопления [12 и др.]. Чаще всего это площадное распространение

продуктов коры выветривания [13, 28 и др.]. Наблюдается также резкая смена в разрезе фаций континентального режима (Оленёкский свод) осадконакопления на прибрежно-морское (Джарджанское поднятие) [9], что позволяет проследить уровни адекватной вулканической активности и на сопредельном к платформе подвижном обрамлении [25]. Присутствие маломощных туфогенных прослоев одного и того же состава или рассеянных (в виде примеси) включений в терригенных породах [25], а также продуктов их дезинтеграции, зафиксированы в породах карбона и перми в Тунгусской синеклизе [20, 24 и др.], Анабарской антеклизе, Вилюйской синеклизе, Предверхоянском краевом прогибе [1, 25, 29 и др.], а

также в Верхоянье [8]. Обычно такие специфические обстановки осадконакопления широко используются в геолого-съёмочной практике как поисковый признак. Основным условием применения его на практике является наличие в породах карбона и перми рассеянных кристаллов алмаза, которые пространственно приурочены к уровню с вулканогенной примесью или к продуктам ее дезинтеграции. К таким уровням тяготеют не только алмазы, но и другие типы высоколиквидных полезных ископаемых (концентрированные углеводороды, каустобиолиты, бокситы и фосфориты, благородные металлы, редкие земли и др.), что выводит их в разряд уникального природного резервуара, полезный компонент в котором приурочен к фациальной обстановке или к определенному стратиграфическому уровню. Такие уровни позволяют определить стадийность формирования полезных ископаемых в пределах структурно-фациальной зоны, пространственные и временные закономерности формирования рудных формаций в пределах конкретного района, в опорном разрезе которого в ранге местных стратонов обычно выделяют «промежуточные коллекторы» или «металлотекты», т.е. фактически достигается ранжирование площадей по степени их перспективности [10, 11, 16, 21, 26].

Состояние проблемы. Более чем 50-летний период геологических исследований на северо-востоке Сибирской платформы не решил окончательно проблему наличия коренных источников широко развитых россыпей алмаза на Оленёкском своде Анабарской антеклизы. Как отмечают исследователи [20, 24], одной из вероятных причин такой ситуации, скорее всего, является недооценка специалистами роли альтернативных кимберлитам коренных источников (например, туфогенных частей в телах лапроитового типа), а также доминирующий в практике алмазопроископных работ приоритет парадигмы на изучение палеогеографии промежуточных коллекторов и, как следствие, упорное следование идеологии поиска только кимберлитовых трубок. Однако общегеологические данные (близкий к лампроитовому типу петрохимический состав трапповых пород; признаки активизации и существенная перестройка структурно-тектонического плана в карбон-пермское время по отношению к предыдущим эпохам развития платформы; наличие в породах изученного интервала примеси органического углерода или компонентов сапропелевого ряда; присутствие концентрированных углеводородов, углей, ботхедов и др.) в совокупности указывает не только на общую перспективность, но и при детальном изучении могут позволить локализовать районы поиска. Поэтому следует обратить пристальное внимание на Оленёкском своде Анабарской антеклизы на те уровни «реперных» коллекторов алмаза, которые в разрезе отвечают грубообломочным (песчано-гравийным) породам с «реликтовыми» признаками вулканизма. Такие уровни

здесь были отмечены как туффиты [28], а в Тунгусской синеклизе — как туффизиты, туфобрекчии и песчаные туфы [20, 24 и др.]. Присутствие в песчано-гравийных отложениях карбона и перми северо-востока платформы остатков вулканического стекла — наиболее убедительное доказательство его первично-вулканической природы. Отсюда следует, что переориентация лабораторных работ при алмазопроископных работах на новый, нетрадиционный тип коренного источника в карбон-пермских отложениях в данном регионе Якутской алмазонасной провинции «принципиально» обозначилась. Несомненно, что оптимизацию поисков высоколиквидного минерального сырья необходимо проводить на стратиграфической основе нового поколения (см. рис. 1), которую авторы могут предложить для этих целей, апробировав актуализированную схему изученного интервала в научно-редакционном совете Роснедра при создании и подготовке к изданию Госгеолкарты-1000/3 РФ листа R-51 «Джарджан».

Структурно-фациальное районирование. При разработке принципов районирования учитывались утвержденные в научно-редакционном совете Роснедра легенды нового поколения Госгеолкарты-200/2 РФ (Уджинская, Суханская, Оленёкская, Нижнеленская, Нижневиллойская и Верхоянская) и Госгеолкарты-1000/3 РФ (Верхояно-Колымская), а также рабочая легенда Анабаро-Виллойской серии, выполненная в 2001 г. в НПО «Аэрогеология». В анализ были вовлечены унифицированные стратиграфические схемы Средней Сибири [22] и Северо-Востока России [23], данные разведочного и глубокого бурения на нефть и газ. Осадочные образования представлены различными по генезису и составу породами. При актуализации частных разрезов карбона и перми выявлены изменения литологического состава, мощности и полноты разреза вкрест простирания основных структурных элементов платформы, что позволило уточнить существующие представления о палеогеографии карбон-пермского интервала и обосновать необходимость выделения на листе R-51 «Джарджан» двух структурно-фациальных областей (СФО) — Восточно-Сибирская (I) и Верхоянская (II) [22, 23]. В Восточно-Сибирской области выделена (рис. 2) Хатангско-Нижнеленская (I-A) структурно-фациальная зона (СФЗ) с Буолкала-Бурским (I-A-1), Бур-Уджинским (I-A-2), Оленёк-Келимьярским (I-A-3), Сололийским (I-A-4), Кютюндинским (I-A-5) и Далдынским (I-A-6) районами, а в Верхоянской СФО — Западно-Орулганская (II-3) СФЗ.

Литостратиграфия. *Буолкала-Бурский район* (I-A-2). *Джаргалахская и бурская толщи* ($P_{1-2dz} br^*$) объединенные. *Джаргалахская* (P_{1dz}) *толща* с резким стратиграфическим несогласием за-

*Здесь и далее — только в разрезе скважин.

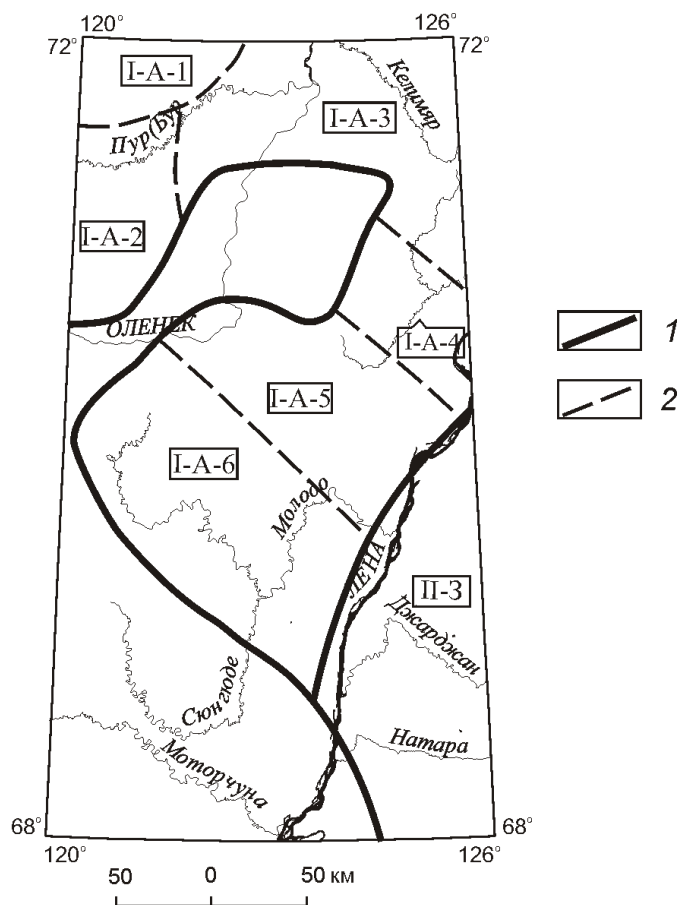


Рис. 2. Схема геологического районирования образований каменноугольного и пермского периодов:

границы: 1 — структурно-фациальных областей и 2 — районов; элементы районирования: I — Восточно-Сибирская СФО (I-A — Хатангско-Нижнеленская СФЗ с районами: I-A-1 — Буолкала-Бурский, I-A-2 — Бур-Уджинский, I-A-3 — Оленёк-Келимьярский, I-A-4 — Сололийский, I-A-5 — Кютюндинский, I-A-6 — Далдынский); II — Верхоянская (II-3 — Западно-Орулганская СФЗ)

легают на карбонатных породах верхнего кембрия. Представлена циклично переслаивающимися песчаными и алевролитовыми пачками (до 30—40 м). Песчаники серые с зеленоватым оттенком мелкозернистые полевощпатово-кварцевые, аркозово-кварцевые, иногда с тонкими слоями углистых аргиллитов, нередко битуминозные. Алевролиты серые разнозернистые, с частыми прослоями биотурбированных алевролитов крупнозернистых. В южном направлении от Чарчыкской скв.П-1 (в 30 км севернее границы листа) разрез становится более грубозернистым и уже в Бурской скв.П-341-0 признаки угленосности отсутствуют. Мощность толщи 398—420 м. Из нижней части (Хастахская поисковая скв.930, в 13 км севернее границы листа) определен комплекс миоспор с доминированием пыльцы кордаитов и спор *Remysporites psilopteris*, с присутствием пыльцы

Entylissa и *Marsupipollenites*, *Florinites*, *Coniferae*. В базальных слоях разреза, вскрытого Чарчыкской скв.П-1, найдены остатки макрофлоры *Ruffloria* sp. и *Samaropsis* cf. *skokii* Neub., характерные для нижнебургузлинского (ассельский—сакмарский ярусы) горизонта Тунгусского бассейна. В этой же скважине из биотурбированных алевролитов верхней части толщи определены раннепермские фораминиферы *Hyperammina* aff. *bulbosa* (Cushman et Waters), *Hyperamminoides minutissimus* Gerke, *Ammodiscus* sp., *Hormosina*? sp., *Haplophragmoides* sp. Палеонтологический материал и спорово-пыльцевой комплекс свидетельствуют об ассельско-кунгурском возрасте толщи, которая сопоставляется с тустахской и нижней частью нижнекожевниковской свиты Нордвика [22]. Бурская толща залегает на джаргалахской согласно. Сложена алевролитами разнозернистыми биотурбированными, с редкими прослоями песчаников мелкозернистых и аргиллитов. Мощность толщи (Хастахская площадь) 137 м. В Бурской скв.П-341-0 сохранились лишь ее нижние (46 м) литологические горизонты. В Чарчыкской скв.П-1 в мелкозернистых алевролитах найдены фораминиферы *Psammosphaera bulla* Vor., *Saccamina arctica* Gerke, *Ammodiscus septentrionalis* Gerke, которые датируют толщу уфимским, казанским и уржумским ярусами [22].

Бур-Уджинский (I-A-2) район. Онкучахская (P_{10n}) свита залегает несогласно на карбонатных породах кембрия. Свита изменчива фациально. В южной части района она образована однородной толщей песков серых и пепельно-серых средне- и мелкозернистых с прослоями плотных песчаников мелко-среднезернистых и крупными песчаными конкрециями (до 6 м в диаметре), линзами и линзовидными прослоями алевролитов и углистых сланцев. В северном и северо-восточном направлениях в разрезе свиты возрастает роль глинистых пород, поэтому здесь выделяется от 3 до 8 литологических (песчаниковых и существенно глинистых) пачек. Песчаниковые пачки (до 25—60 м) сложены светло-серыми рыхлыми среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с линзообразными прослоями алевролитов и песчаников. Глинистые (до 8—15 м) представлены пакетами чередования черных плотных аргиллитов, темно-серых пластичных глин, желтовато-серых глинистых алевролитов и мелкозернистых песчаников.

Для толщи обычны сидеритовые конкреции, линзы полимиктовых конгломератов, реже гравелитов, скопление растительных остатков и растительного детрита, крупные обломки окаменевших деревьев (до 1,5 м в длину и 0,2—0,7 м в диаметре). В песках и в пакетах глинистых пород отмечаются линзы и прослои (протяженность до 100 м, мощность до 0,1—0,5 м), каменных углей. Мощность свиты изменяется от 60 м на юге до 140 м на севере района. В этом же направлении увеличивается число и мощность глинистых пачек. Раннепермский возраст свиты обоснован флорой *Ruffloria*

derzavinii (Neub.) S. Meyen, *R. ex gr. tebenjkoi* (Schwed.) S. Meyen, *Zamiopteris glossopteroides* (Schm.) Zal., *Z. longifolia* Schwed., соответствующей бургу克林скому (ассельский—кунгурский ярусы) горизонту Средней Сибири [22] и подтвержден спорово-пыльцевым анализом, где доминирует пыльца кордаитовых с *Cordaitina rotata* (Lub.) и раннепермских спор *Spinisporites rectispinus* (Lub.).

Булзунныхтахская ($P_{1-3}blg$) свита залегает согласно на онкучахской. Сложена песками пепельно-серыми мелко- и среднезернистыми полевошпатовыми с конкрециями, линзами и линзовидными прослоями песчаников серых и буровато-серых кварц-полевошпатовых. Для толщи обычны линзы и прослои алевролитов, углистых сланцев и глин алевролитовых (до 6 м) вязких, жирных и пластичных количество и мощность которых увеличивается вверх по разрезу. В угольных сланцах часты прослои каменных углей (протяженность до 150 м, мощность до 0,5 м). По разрезу многочисленные линзовидные прослои и конкреции сидерита, обломки стволов деревьев, скопление растительного детрита. Мощность свиты 130—135 м. Остатки флоры — *Nephropsis ex gr. tomiensis* Zal., *Ruflorea ex gr. candalepensis* Zal., *Cordaitea aff. angustifolia* (Neub.) S. Meyen. В спорово-пыльцевом комплексе преобладают *Raistrickia cornuta* (Andr.), *R. heteromorpha* (Andr.), *R. abrupta* (Andr.), *R. grandispinosa* (Andr.), а также комплексы, содержащие до 25% пыльцы гинкгосагообразных, характеризующих пелятинский и дегалинский горизонты Средней Сибири [22] и деленжинский и дулгалахский горизонты (уфимский—северодвинский ярусы) Верхоянья [23].

Оленёк-Келимйарский (I-A-3) район. *Тастахская, тонолдинская и устьбурская* ($P_{1ts}ub$) свиты объединенные. *Тастахская свита* залегает с размывом на подстилающих породах. Изменчива фациально. Изредка прослеживается фрагментарно в междуречье Бур—Оленёк. Сложена грубообломочными породами: галечники с гальками кремней, кварцитов, кварцитовидных песчаников (с «коркой загара») и обломками окремненной древесины. Менее распространены (1—10%) гальки кварца, желваковых кремней, метаморфизованных сланцев, яшмоидов, окремненных слоистых и оолитовых известняков, битуминозных сланцев и магматических пород среднего состава. В разрезе преобладает крупногалечный (5—7 см) материал, редко валуны (до 15 см). Отмечаются спутники алмаза. Предполагается, что в начальный период пермского осадконакопления эти галечники сформировались за счет русловых потоков при «перемыве» среднекаменноугольно-нижнепермской коры выветривания. Мощность свиты до 5 м. Свита отнесена к артинскому ярусу по положению в разрезе.

Тонолдинская свита залегает с размывом на доломитах кембрия и на галечниках тастахской свиты

перми. Состоит из песчаников с прослоями и пакетами (в нижней части) алевролитов и аргиллитов. Преобладают песчаники светло-серые, буроватые или коричневатые (битумонасыщенные) средне-, мелко- и крупнозернистые полимиктовые с скоплениями уплощенной гальки аргиллитов, кварца (мелкая хорошо и среднеокатанная «плавающая»), черных кремней. Отмечены конкреции сидерита, крупные (до 3 м) стяжения (шаровой и овальной формы) песчаников массивных с карбонатным цементом, обломки растительных остатков, скопления обугленного детрита. В верхней части — прослои углистых аргиллитов и линзы (до 0,1 1,5 м) каменного угля. На плоскостях напластованиях знаки ряби и трещины усыхания. По разрезу линзовидные прослои (протяженность 1—7 м, мощность 0,05—1,5 м) кварцевых гравелитов и конгломератов мелкогалечных полимиктовых. Алевролиты и углистые аргиллиты серые, темно-серые и черные. Мощность свиты изменяется и составляет в стратотипе 50 м (р.Тонолдо, бассейн р.Бур); 100 м (Тюмятинская скв.К-7) и 130 м (Тюмятинская скв.Р-50, вблизи северной рамки листа). На юге и юго-востоке района мощность от первых метров до 70 м (междуречье Келимйар—Тас-Эекит). В этом же направлении происходит увеличение мощности и числа прослоев алевролитов и аргиллитов. Возраст свиты обоснован артинскими фораминиферами *Ammodiscus semiconstrictus* (Cush. et Wat.), *Reophax gerkei* (Vor.), *R. compositus* (Vor.), *Hyperammina borealis* var. *delicatula* (Gerke), отвечающими «горизонту единичных фораминифер» Нордвика (нижнебургу克林ский подгоризонт Средней Сибири [22].

Устьбурская свита залегает согласно на тонолдинской. Сложена в нижней части алевролитами и аргиллитами, с маломощными линзующимися прослоями песчаников с линзами конгломератов и гравелитов, в верхней — песчаниками. Песчаники в зависимости от насыщения битумом серые, бурые, коричневые, мелко- и среднезернистые полимиктовые, с обломками ожелезненной древесины, скоплением обугленного растительного детрита. Аргиллиты (доминируют в разрезе) близки жирным вязким глинам и содержат большое количество органического вещества сапропелевого ряда. Алевролиты темно-серые разномзернистые плитчатые и комковатые. В алевролитах и аргиллитах конкреции пирита и сидерита. К северу и западу от стратотипа (р.Бур, Тюмятинская скв.К-7) происходит «опесчанивание» низов разреза за счет линзующихся пластов песчаников. В Тюмятинской скв.Р-50 (р.Оленёк, в 9 км севернее границы листа), в верхах свиты отмечаются значительные по мощности пакеты алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты на этих участках изменяется от 45 до 60 м (Тюмятинские скважины К-5, К-6, К-7 и Р-50). Фациальные изменения наблюдаются в восточном направлении района, где пакеты песчаников

постепенно выклиниваются и разрез (до 85 м) представлен (за восточной рамкой листа, Дьяпальская скв.1) пакетами тонкого чередования алевролитов, аргиллитов и алевролитистых песчаников. Свита в соответствии с находками фораминифер *Saccamina arctica* Gerke, *S. parvula* Gerke, *Hyperammina borealis* Gerke, *H. borealis* var. *delicatula* Gerke, *H. cf. hirsuta* Gerke, *Reophax gerkei* (Vor.), *R. cf. gerkei* var. *parva* (Vor.), *R. compositus* (Vor.), *R. syndaschoensis* (Vor.), *Ammodiscus* ex gr. *semiconstrictus* (Cush. et Wat.), характерных для «горизонта песчаных фораминифер» Нордвика, датирована кунгурским ярусом [22].

Ныкабытская и тюмятинская (P₁₋₃nk tm) свиты объединенные. Ныкабытская свита залегает согласно на устьбурской. Представлена ритмичным чередованием пачек алевролитов, аргиллитов, песчаников и пакетов их тонкого переслаивания. Песчаники серые, темно-серые, зеленовато-серые мелко- и тонкозернистые, полимиктовые, участками с обильным углистым детритом на плоскостях напластования, линзовидными прослоями конкреций сидерита и обломками (до 0,2 м) стволов деревьев. Алевролиты серые, бурые разномзернистые (до песчаных). Аргиллиты темно-серые и черные алевролитистые и углистые. Наиболее песчаный и маломощный разрез свиты (20—30 м) наблюдается в междуречье Олонгдо (бассейн р.Келимяр) и Ныкабыт (бассейн р.Оленёк). В северо-западном направлении (Тюмятинские скважины К-6 и К-7) мощность отложений увеличивается до 65 м. В этом же направлении возрастает роль глинистых пород. В стратотипе (р.Ныкабыт, бассейн р.Оленёк) обнаружены фораминиферы *Rectoglandulina borealis* Gerke, *Fronicularia inflata* Gerke, *F. jakutica* Schleifer., *F. sectorialis* (Vor.), *F. prima* Gerke, *F. amygdaleformis* Gerke, *F. dilemma* Gerke, *F. gloria* sp. nov., *F. aff. ministissima* (Cush. et Wat.), *Saccamina* sp., *Nodosaria* sp., *Ammobaculites* sp. («горизонт гладких фронтидулярий»), характерные для уфимского яруса Средней Сибири и двустворки *Kolymia irregularis* Lich, *K. inoceramiformis* Lich., *K. verchojanica* Lutk. et Lob., *K. quadrata* Lich., известные из верхней части нижнеделенжинского подгоризонта (казанский ярус) Северо-Востока России. Близкий видовой комплекс фораминифер выделен из средней и верхней частей свиты в Тюмятинских скважинах К-6, К-7, К-34. На основании находок макро- и микрофауны свита датирована уфимским и казанским ярусами [22, 23].

Тюмятинская свита залегает согласно на ныкабытской. Имеет двучленное строение. В нижней части преобладают алевролиты и аргиллиты, в верхней — песчаники. Песчаники серые, табачно-серые, оливковые тонкозернистые. Алевролиты черные, часто углистые, листоватые, иногда в тонком чередовании с аргиллитами или песчаниками. В алевролитах, преимущественно в верхней части разреза, единичные прослои глин (до 0,35 м) темно-серых с сире-

неватым оттенком, с тонкими слойками каолинизированных глин. Аргиллиты черные углистые. Отмечаются прослои обогащенные крупными карбонатными конкрециями (до 0,8 м), линзовидные прослои кремнисто-карбонатных пород с текстурой «конус в конус», стяжения пирита. На плоскостях напластования редко следы жизнедеятельности илоедов и скопления углистого растительного детрита. Минимальная мощность свиты (15 м) отмечена в верховьях р.Булункан-Юряге (бассейн р.Келимяр). Она увеличивается до 35 м в бассейнах рек Тас-Эекит и Ныкабыт. Увеличение мощности (за счет нижней алевроитово-аргиллитовой пачки) от 40 м (Тюмятинская скв.К-6) до 70 м (Тюмятинская скв.Р-50) наблюдается к северу от бассейна р.Ныкабыт. В западном направлении (от р.Оленёк) происходит резкое «опесчанивание» разреза и морские фации сменяются прибрежно-морскими, а на водоразделах рек Ырас-Юрях—Тойон-Уялах, где отмечается погребенное локальное поднятие, отложения отсутствуют. Возраст свиты обоснован многочисленным и разнообразным комплексом микрофауны «горизонта разнообразных фораминифер» (биармийский—татарский отделы) Средней Сибири [22], включающим *Nodosaria cuspidatula* Gerke, *N. krotowi* (Tscherd.), *Fronicularia bella* Gerke, *F. mica* Gerke, *F. nafella* Gerke, *F. planulata* Gerke, *F. pseudotriangularis* Gerke, *F. subtilstriata* Gerke, *F. inflata* Gerke, *F. sectorialis* (Vor.), *Rectoglandulina borealis* Gerke, *R. pygmaeformis* (A.M.-Maclay), *Lingulinella arctica* Gerke, *Saccamina arctica* Gerke и др. Эти виды характерны и для деленжинского и дулгалахского горизонтов Верхоянья [23]. В верхней части свиты (район оз.Арбангда) в песчаниках тонкозернистых глинистых известковистых массивных отмечаются остатки брюхоногих моллюсков, формирующих прослои и линзы (вплоть до ракушняков). В песчаниках кровли свиты двустворки *Myonia carinata* (Morr.), которые характерны для верхов дулгалахского (северодвинский ярус) горизонта Верхоянья [23]. На основании этих находок свита датирована казанским, уржумским и северодвинским ярусами.

Сололийский (I-A-4) район. Ортокинская свита (P_{1or}) двучленна, залегает с разрывом на породах венда и кембрия. Нижняя часть — песчаники с прослоями алевролитов и углистых сланцев, тяготеющих к низам разреза. Песчаники серые и светло-серые, грубозернистые, гравийные, редко среднезернистые, полимиктовые и кварцевые, с прослоями песчаников мелкозернистых и алевролитов, линзами углистых сланцев, углей, кварцевых конгломератов и гравелитов. Алевролиты от серых до черных с линзами песчаников, гравелитов, углистых сланцев и углей (до 10 см), с многочисленным растительным детритом. Углистые сланцы черные тонколистватые, с обломками древесины и многочисленными растительными остатками. Конгломераты часто

«линзовидно» замещаются гравелитами и песчаниками. Наиболее мощный и выдержанный пласт конгломератов (до 4 м), от мелко- до крупногалечных или валунных (с валунами до 0,5 м), неокатанных обломков гранитов, переходящих в гравелиты и грубозернистые песчаники, отмечается в базальных слоях толщи. Верхняя часть разреза свиты образована монотонной толщей мелководно-морских песчаников мелкозернистых полимиктовых и известковистых с маломощными прослоями алевролитов, редкими линзовидными прослоями кварцевых конгломератов и гравелитов. В песчаниках рассеянная галька кварца и кремнистых аргиллитов, обрывки слабо углефицированных растений, примесь обугленного растительного детрита. На северо-западе района (бассейн р.Сололя), мощность верхней части близка минимальной (5,5 м):

- | | |
|--|-------|
| 1. Конгломераты с гравием светло-серые до белых, мелкогалечные, в основном с угловато-, реже с хорошо окатанной галькой молочно-белого и дымчатого кварца и линзообразными прослоями песчаников светло-серых мелко- и среднезернистых. Цемент каолинизированный кварцевый песчаник | 2,6 м |
| 2. Алевролиты серовато-коричневые мелкозернистые полимиктовые, с прослойками углистых аргиллитов и углей | 0,4 м |
| 3. Песчаники светло-серые мелкозернистые полимиктовые рыхлые, с угловатыми включениями растительного детрита и рассеянной галькой и гравием кварца | 2,5 м |

В центральной части района, где толща представлена морскими мелкозернистыми терригенными фациями, отмечаются максимальные мощности свиты (до 120 м). В северном, северо-восточном и северо-западном направлениях от стратотипической местности в разрезе начинают доминировать грубые терригенные образования и мощность свиты сокращается до 40 м. В северо-западной части района (бассейн верхнего течения р.Сололя) мощность свиты сокращается до 5,5 м, а на юго-востоке (Говоровская скв.1) — отложения отсутствуют. В стратотипе в бассейнах рек Ортоку-Эекит и Буор-Эекит и в междуречье Ортоку-Эекит-Сыгынних, нижняя часть грубообломочного разреза охарактеризована флорой *Ruflorella derzavini* (Neub.) S.Meyen, *R. ex gr. plana* (Neub.) S.Meyen, *R. cf. papillosa* (Gorel.) S.Meyen, *R. cf. meyenii* (S. Meyen), *Cordaites ex gr. latifolius* (Neub.) S.Meyen, *Crassinervia* sp. (верхнебалахонская серия Кузбасса) [22]. В долине р.Кютюнда в алевролитах выделены фораминиферы артинского яруса *Hyperammina borealis* var. *borealis* (Gerke), *H. borealis* var. *delicatula* (Gerke), *Hyperamminoides minutissimus* (Gerke), *Protonodosaria rauserae* (Gerke), а в бассейне

р.Хотогу-Эекит найдены двустворки *Maitaia* (*Mytilidesmatella*) *ovata* Ast. кунгурского—уфимского возраста. В спорово-пыльцевом комплексе преобладают шиповатые споры папоротниковых и пыльцы кордаитов, что отвечает бургуклинскому горизонту Тунгусского бассейна. Остатки двустворок, фораминифер, листовой флоры и спорово-пыльцевого комплекса позволяют датировать свиту артинским—кунгурским ярусами [22].

Ныкабытская свита (P_{1-2nk}) залегает с размывом на протерозое, кембрии и на ортокинской свите перми. Разрез отложений существенно не отличается от стратотипического в Оленёк-Келимьярском районе, но в нем появляются линзы конгломератов и гравелитов, рассеянная галька и гравий алевролитов, кварца и кварцитовидных песчаников, а в верхней части преобладают песчаники средне- и крупнозернистые. Конгломераты и гравелиты образуют маломощные (до 0,3 м) линзовидные прослои и в отличие от конгломератов ортокинской свиты характеризуются более пестрым составом гальки за счет возрастающей роли экзотических для данного района кремней. Мощность свиты 30—45 м. К юго-восточной части района (Говоровская скв.1) мощность свиты увеличивается до 193 м за счет участия в разрезе пачек (до 25 м) аргиллитов, доминирующих в средней части. Стратиграфическое положение свиты определяется находками двустворок *Anthraconauta anthracomyoides* Fed., известных из средне-позднепермских отложений среднего течения р. Попигай, *Kolymia* cf. *irregularis* Lich., характерного вида деленжинского горизонта Верхоянья (казанский-уржумский ярусы) [23]. В разрезе свиты выделяется два крупных палиногоризонта. В нижнем преобладают шиповатые споры родов *Raistrickia*, *Acanthotriletes*, при субдоминантной роли пыльцы *Cordaitina*, *Asonaletes*, *Ginkgocycadorhytus*. Этот спорово-пыльцевой комплекс сопоставляется с палинокомплексом нижнепелятчинского горизонта Тунгуски (палинозона *Lophotriletes-Raistrickia-Entulissa-Cordaitina*). Верхняя песчаниковая часть свиты, где широко развиты споры *Turrisporites sibirica* (Megl.), коррелируется со стрелкинской свитой Тунгуски (верхнепелятчинский подгоризонт). Остатки двустворок и спорово-пыльцевого комплекса позволяют в соответствии с работой [22], датировать свиту уфимским и казанским ярусами.

Кютюндинский (I-A-5) район. *Нижнетитехская подсерия* (C_{1tt1}). Выделяется из объема титехской серии впервые. В Кютюндинском грабене подсерия двучленная, состоит из нуччаюрятинской и толуюпской свит. *Нуччаюрятинская свита* залегает с размывом на венде, кембрийской системе или на сэнской (верхний девон—нижний карбон) свите. Имеет сложное строение, заметные изменения мощности и состава пород по району. В стратотипической местности (р.Нучча-Юреге, бассейн р.Оленёк), в свите вы-

деляются три пачки [17]: 1) базальная пачка, сложена конгломератами светло-серыми, плотными, с песчано-карбонатным цементом. Обломочная часть — валуны и галька глинистых известняков, доломитов, кремней, реже кварцев. Мощность пачки 3,2 м, а по площади изменяется от 2 до 10 м; 2) представлена песчаниками, с единичными пластами алевролитов. В нижней части — прослои кирпично-красных и розовых мергелей. Песчаники грязно-зеленовато-серые, мелко-, реже тонко и разнотекстурированные, полевошпат-кварцевые, с линзами гравелитов в верхней части. Алевролиты голубовато-серые глинистые. Мощность до 21,6 м; 3) характерны доломитовые мергели, мергели и аргиллиты. Мергели доломитовые розово-красные, коричневатобурые, зеленовато-серые с комковато-скорлуповатой отдельностью и тонкоплитчатые, иногда прослоенные аргиллитами коричневыми и зеленовато-серыми тонколистостоватыми рыхлыми. Мергели красновато-коричневые тонкозернистые. Прослои аргиллитов голубовато-серых (1,6 м) и желтовато-коричневых с линзами (до 0,1 м) рыхлых глин редки. Отмечаются многочисленные лепешковидные и шаровидные конкреции с крупнокристаллическим пиритом. Мощность до 28 м. На остальной территории района свита представлена только конгломератовой пачкой. При этом мощность ее увеличивается до 15—25 м. В верховьях р. Угюс-Юряге (бассейн р. Оленёк), мощность конгломератовой пачки увеличивается за счет появления в верхней части пласта (2,5—10,5 м) гравелитов светло- и зеленовато-серых, почти белых, с небольшим количеством мелкой гальки, редкими маломощными линзующимися прослоями известковистых песчаников. В наиболее мощных разрезах между конгломератами и гравелитами фиксируется пласт (до 2,8 м) песчаников желтовато-серых известковистых мелкозернистых рыхлых с линзами и прослоями плотных гравелитов. В гальке светло-серых известняков встречены остатки трилобитов верхнего кембрия, свойственных кутугунской свите и окремненные известняки и силициты, характерные для пород амгинского яруса Оленёкского поднятия. В конгломератах базальной пачки отмечаются находки алмаза и пиропов. Максимальные мощности (до 50—58 м) в стратотипе (северо-запад района), на остальной территории мощность не превышает 15—25 м. Датирование свиты турнейским ярусом основывается на единичных находках в пачке песчаников на р. Кютингде растительных остатков *Pseudolepidodendron igrischense* (A.R. Ananie nov. comb.) [22].

Толуопская свита залегает согласно на третьей, а также с разрывом — на второй и первой пачках нючаюринской свиты. Образована однообразной толщиной коричневатой и желтовато-серых известняков в чередовании или с прослоями глинистых пелитоморфных доломитов. Для известняков нижней части характерны желваки и прослои кремней, жёлоды квар-

ца и целестина, верхней — повышенная глинистость и загипсованность пород. На плоскостях напластований глинистых известняков знаки волновой ряби, трещины усыхания, глиптоморфозы по галиту. Мощность свиты по району 45—60 м, максимальная — в стратотипе (р. Толуопка, бассейн р. Оленёк). В известняках фауна брахиопод *Camartoechia biplex* (Tolm.), *Shuehertella lens* (White), *Spirifer ussiensis* Tolm., *Tomiproductus elegantulus* (Tolm.) и др.; двустворок *Cypriocardinia blstriata* (Portl.), *Sanguinolites abdenensis* Ether, *Pemopecten tenue* Kon., *Aviculopecten praelineatus* Kon. и др.; водорослей рода *Staurofucus*; флора *Stauropterus* sp. nov., *Radicites* sp., *Minusopteris tricauliaceae* Radcz., *Pteridorachis* sp. Комплекс брахиопод и спорово-пыльцевой комплекс (скважины р. Толуопка и р. Нюча-Юряге) позволяют датировать свиту поздним турне. Она может быть сопоставлена с тайдонским горизонтом Кузбасса, ханельбинским горизонтом северо-запада Средней Сибири [22] и хамамытским горизонтом Верхоянья [23].

Верхнетитехская (C₁tt₂) подсерия. Выделяется из объема титехской серии впервые. В Кютюндеграбене подсерия двучленная, состоит из Кысылхаинской и удаганской свит. *Кысылхаинская свита* согласно залегает на известняках и доломитах толуопской. В стратотипе (гора Кысыл-Хая, левый борт р. Оленёк, против устья р. Кютюнде), выделяется 5 литологических пачек: 1) мощность 17,5 м, представлена пестроцветными, преимущественно красноцветными глинистыми мергелями с пакетами чередования аргиллитов и гипсов (до 60%), в виде прослоев, линз или прожилков. В восточной и центральной частях грабена мощность пачки уменьшается до 12 м; 2) мощность 27 м, сложена слабо загипсованными (до 10%) аргиллитами красными, буровато-красными и светло-коричневыми, с подчиненными прослоями мергелей. Для пачки характерны выдержанные прослои и желваковидные стяжения голубоватосерого ангидрита. В восточной части грабена мощность пачки увеличивается до 32 м; 3) мощность 7,5 м, состоит из гипсоносных красноцветных аргиллитов. Прослойки и прожилки кристаллических сахаровидных и волокнистых гипсов составляют 40—80% от объема породы пачки. Мощность пачки по долине р. Кютюнде увеличивается до 13 м; 4) мощность 3,3 м, карбонатно-терригенная: гравелиты, песчаники, глинисто-карбонатные известняки и мергели с линзами гипсов. В гравелитах алмазы, пиропы и пикроильмениты. В центральной части грабена карбонатно-терригенные породы пачки 4 замещаются пачкой (9,6 м) чередования аргиллитов, мергелей и гипсов; 5) мощность 4,9 м, состоит из мергелей голубовато-серых, красновато-бурых, с прослоями и секущими прожилками розового сахаровидного и белого тонковолокнистого гипса. Мощность свиты до 60—80 м. Свита датирована ранним визе [22] с учетом стратиграфического положения над и под фау-

нистически охарактеризованными толуопской (позднее турне) и удаганской (раннее визе) свитами.

Удаганская свита согласно залегает на гипсоносных мергелях кисылхайнской свиты, а по мере выклинивания подстилающих отложений к северо-восточной границе района уже трансгрессивно на девоне и кембрии. По литологическим особенностям выделяется две пачки: 1) выдержана по составу, мощности и образована переслаиванием известняков пелитоморфных разномеристых доломитистых тонкоплитчатых и известняков массивных мелкозернистых, с прослоями органогенных глинистых известняков со знаками волновой ряби и трещинами усыхания; 2) представлена мергелями доломито-известковистыми желтовато- и зеленовато-серыми, переслаивающимися с известняками желтовато-серыми. В основании лежит прослой (0,7—1,0 м) водорослевых известняков. В его средней части — маркирующие известняки (2,1 м) коричневые плотные. Мощность свиты 50—55 м. Фауна остракод *Paraparchites unicornis* Zan., *P. okeni* Muen., *Gliptopleura kutungdensis* Zan. и фораминифер *Eoendothyranopsis ermaikiensis* Leb. позволяет датировать свиту ранним визе и сопоставлять ее с верхней половиной подъяковско-го горизонта Кузбасса [22].

Ортокинская свита (P_{1or}) залегает с размывом на отложениях венда, кембрийской и каменноугольной систем. Наблюдаются фациальные изменения нижней и верхней частей свиты (по отношению к стратотипу), что связано с увеличением ее мощности (юго-запад района) по мере замещения мелководно-морских отложений континентальными. Так, на правом берегу р.Тит-Юряге (скв.1) нижняя часть сложена песками, реже песчаниками, мелкозернистыми полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми, с горизонтами обогащенными гравием кварца и кремней, с многочисленными тонкими линзами голубовато-серых глин, редкими линзами (до 0,4 м) суглинков и горизонтами с тонкими (1—3 см) линзами черных хрупких углей, углефицированными растительными остатками. В верхней (40—50 м) части разреза появляются единичные прослои (до 3,6 м) песчано-гравийных и галечно-гравийно-песчаных фаций с мощным (до 21 м) пластом аргиллитов темно-серых до черных с отпечатками флоры. В северо-западной части района (правобережье р.Туляях, бассейн р.Толуопка, шурф 181, картировочная горная линия XXXI) в той же верхней части уже преобладают алевролиты, аргиллиты и пакеты их переслаивания, а в базальных слоях свиты наблюдаются (в отличие от стратотипа) галечно-гравийно-песчаные (до 9 м) отложения, нередко прослеживается известняковая брекчия (до 11,6 м). Цемент — песчаники зеленовато-серые мелко-тонкозернистые известковистые, с рассеянными мелкими угловатыми обломками известняков. Мощность свиты увеличивается (от 40 до 205 м) с северо-востока на юго-запад района (скв.1). Споро-

во-пыльцевой комплекс отвечает бургуклинскому горизонту [22]. Однако в Сололийском районе (вследствие замещения мелководно-морских фаций континентальными) свита включает двустворки, фораминиферы, листовую флору артинского и кунгурского ярусов.

Булбарагдинская (P_{1-2bb}) свита залегает с размывом на ортокинской или на более древних отложениях. Представлена песками и песчаниками с прослоями и линзами конгломератов, гравелитов, переходящих в галечники и гравийники, а также алевролитов и глин. Пески и песчаники серые, светло-серые, желтовато-серые и желтые, мелко-, средне- и, редко крупнозернистые, иногда глинистые, полимиктовые, кварц-полевошпатовые, реже кварцевые и карбонатные, с прослоями обогащенных углистым материалом, растительным детритом, фрагментами флоры, шаровидными конкрециями песчаников, сидеритов (до 0,5 м), прослоями и линзами углей (до 0,5 м). Конгломераты мелко-среднегалечные, часто замещаются галечниками, гравийниками и гравеллитами, с линзами алевролитов и песчаных глин с углистым веществом. Галька и гравий состоят из песчаников средне-крупнозернистых. Цемент глинистый, карбонатный и пиритовый. Конгломераты из базального слоя отличаются от внутриформационных наличием в гальке (до 30—40%) слабо окатанных обломков подстилающих отложений: изверженных (кислых и основных) и карбонатных пород. Мощность свиты 60—70 м. В стратотипе (бассейны рек Булбараганда-Юряге—Буор-Эекит) верхняя часть толщи охарактеризована флорой *Rufloia* ex gr. *minuta* (Radcz.) S. Meyen, *Paracalamites* sp., *Carpolites* sp., характерной для кольчугинской серии Кузнецкого бассейна, или пеляткинского горизонта ранней и средней перми Тунгусского бассейна [22].

Далдынский (I-A-6) район. Чорбохская толща и далдынская свита ($C_2—P_1\check{c}b\ dl$) объединенные. Чорбохская толща залегает с размывом на разнофациальных породах венда и кембрийской системы. В скв.140 (руч.Заозерный, бассейн р.Далдын) и в скв.18 (междуречье Ырас-Юрях?Далдын) доминируют песчаники средне-мелкозернистые и разномеристые (до гравелитистых), иногда (в кровле) с пачкой гравийно-галечно-песчаных образований с остроугольными обломками выветрелых карбонатных пород. В базальных слоях — прослои (1,5—2 м) глин. При изменении мощности толща чаще сцементирована разногалечными (до валунных), конгломератами, гравелитами или песчано-гравийно-галечными отложениями, содержащими прослой песчаников, линзочки, редко прослои (до 0,1—0,2 м) углей. Гальки, валуны и крупный гравий представлены кварцитами, кремнями, кварцем, яшмоидами. Породы «местного сноса»: известняки и битуминозные известняки, кремнистые и битуминозные сланцы составляют до 50—56% обломочного материала. Состав гравелитов и песчани-

ков олигомиктовый, реже кварцевый. Цемент разнo-зернистые песчаники полимиктовые и пески слабо глинистые олигомиктовые, реже глины светло-серые, вязкие, пластичные, участками песчанистые. В базальных слоях толщи наблюдается пачка (до 2 м) желтовато-светло-зеленых глин. В целом для толщи характерен желтовато-серый, до охристо-желтого, и желтовато-бурый цвет и выветрелый облик пород. Мощность толщи изменчива (первые десятки сантиметров—25 м); максимальная (до 15—25 м) наблюдается в стратотипе. Спорoво-пыльцевой комплекс: доминируют споры *Remysporites psilopterus* (Lub.), *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.), *C. gibberulus* (Lub.) и пыльца кордаитов московского яруса (мазуровский и нижнекатский горизонты Кузнецкого и Тунгусского бассейнов) [2].

Далдынская свита с размывом и стратиграфическим несогласием залегает на разновозрастных горизонтах венда, кембрийской системе и чорбохской толще. Выделяются грубообломочные континентальные и тонкозернистые преимущественно полифациальные отложения нижней и верхней подсвит. Осадки нижней части свиты развиты только в северной части района. Они фациально изменчивы. На междуречье Молодо—Далдын—Толуопка (скважины 21 и 771) наблюдаются наиболее полные и мощные разрезы свиты с грубым чередованием (до 10 м) пакетов и пачек песчаников, алевролитов, конгломератов или песчано-гравийно-галечных образований (до 4,5 м) и прослоев (до 0,6 м) дресвяно-щебнистых. Песчаники мелко- и среднезернистые, алевролитистые, олигомиктовые с прослоями до 20 см (или в переслаивании) с алевролитами и аргиллитами, изредка с остатками растений. Алевролиты разнo-зернистые, иногда углистые, с многочисленными отпечатками листовой флоры и растительного детрита. Конгломераты разногалечные, с редкими валунами уплощенной формы кварца и кварцитов. Цемент — песчаники олигомиктовые. Нередко в базальных слоях свиты появляется пачка (0,1—8 м) гравийно-песчано-глинистых или песчано-гравийно-галечных отложений, или конгломерат с редкими валунами и прослоями темно-серых вязких глин. В конгломерате галька и неокатанные обломки (щебень, дресва) состоят из угловато-окатанных известняков и глинистых сланцев, а валуны — из обломков кварца и кварцитов. Гравий кварцевый. Пески чаще разнoзернистые кварцевые слюдястые или глинистые. На водоразделе рек Далдын и Молодо (скважины 518 и 525), где мощность разреза сокращается втрое, в низах свиты развиты слабо сцементированные средне-мелкогалечные (до валунных), конгломераты с песчано-гравийно-галечным заполнителем и, гравелиты с редкими маломощными (до 1 м) линзами и прослоями песчаников олигомиктово-кварцевых с рассеянным обломочным материалом. Характерен обильный растительный детрит, многочисленные отпечатки листовой флоры в маломощных углистых алевролитах. Максимальные мощности (30—36 м)

— междуречье Молодо—Далдын—Толуопка. К границам района мощность нижней части свиты сокращается до полного выклинивания. Флора: *Angarodendron* sp., *Cardiocarpus krapivinoensis* Such. характерна для мазуровского (московский ярус) горизонта, а отпечатки *Angaropteridium* ex gr. *cardiopteroides* (Schm.) Zal. распространены в алыкаевском (касимовский—гжельский ярусы) горизонтах среднего—верхнего карбона Кузнецкого бассейна. Листья *Cardiocarpus krapivinoensis* Such. известны из верхнесолончанской подсвиты Верхоянья (верхняя часть солончанского горизонта, московский—низы касимовского ярусов). Спорoво-пыльцевой комплекс (из скважин) отвечают среднему—верхнему карбону [22]. Верхняя часть свиты с размывом и стратиграфическим несогласием залегает на венде, кембрийской системе и чорбохской толще, а также с внутриформационным размывом (участками согласно), на нижней части свиты. В междуречье Молодо—Далдын—Толуопка верхняя часть свиты однородна по составу и образована незакономерным чередованием алевролитов и аргиллитов с маломощными прослоями песчаников. Алевролиты серые, темно-серые, коричневатые разнoзернистые (до песчанистых), с мелким растительным детритом и отпечатками флоры. Аргиллиты от серых до темно-серых, иногда алевролитистые и углистые. В аргиллитах и алевролитах линзы и линзующиеся прослои (до 3 м) галечников, конгломератов, гравелитов, осадочных брекчий, щебнисто-дресвяных отложений; линзы и линзообразные прослои (до 3 см) с углефицированными отпечатками и детритом растительных остатков; маломощные прослои и редко линзы (до 0,2 м) углей. Часты скопления раковин брахиопод, фрагменты водорослей, следы жизнедеятельности донных организмов. Брекчии и щебнисто-дресвяные отложения от светло-серого до белого цветов, образованы сильно выветрелыми карбонатными породами. Песчаники слабосцементированные светло-, темно-серые мелкозернистые, реже средние- и крупнозернистые кварц-полевошпатовые и полимиктовые, иногда с рассеянной галькой и гравием на плоскостях напластований. В скважинах 526, 535, 546-Ф и 561 (междуречье Мастах-Юрях и Молодо—Хангас—Анабыла) верхняя часть свиты фациально изменчива. В ее базальных слоях появляется несортированная гравийно-галечная пачка (до 6 м) с включениями валунов и псефитовым заполнителем, близкая по составу к грубообломочным образованиям нижнедалдынской подсвиты. В междуречье Улахан-Юрях—Улахан-Чорбох—Далдын (скважины 515-В, 519, 856) базальные горизонты верхней части свиты (до 12 м) замещаются песчаниками и песками темно-серыми олигомиктовыми (до кварцитовых), с редкими прослоями (до 1 м) мелко-среднегалечных конгломератов серых и алевролитов.

В междуречьях Чамая-Терде, Молодо—Унга—Анабыла (скв.39), Молодо—Хангас—Анабыла (скв.15) и в бассейне р.Кыра-Разбойник (скв.28), а

также в бассейнах рек Молодо, Сюнгуе, Далдын, Муогдан вскрыт существенно песчаный тип разреза верхней части свиты. В его строении преобладают песчаники слабосцементированные и пески с подчиненными прослоями и линзами (0,1—5 м) аргиллитов, редко алевролитов. Пески и песчаники серые, светло-серые и зеленовато-серые от мелко до грубозернистых кварцево-полевошпатовые и полимиктовые. В песках и песчаниках часты маломощные линзочки и прослойки обугленного растительного детрита и угольной крошки, рассеянная галька и гравий кремней и кварцитов. Глинистые алевролиты и аргиллиты серые и темно-серые, иногда углистые. В базальных слоях этой части разреза отмечается пачка (до 6 м) аргиллитов темно-серых и черных углефицированных или углистых, а также многочисленные линзы и прослои галечников, конгломератов и гравелитов, маломощные линзы углей (0,1—0,2 м). Мощность верхней части свиты 46—50 м. В низах верхней части свиты обнаружены папоротники *Sphenopteris* cf. *izylensis* Zal. (московский—гжельский ярусы, мазуровский и алыкаевский горизонты Кузнецкого бассейна) и многочисленные руфлории широкого возрастного диапазона (верхний карбон—кунгурский ярус). Из верхней части разреза определены брахиоподы *Semilingula taimyrensis* (Einar) и комплекс фораминифер с *Hyperammia borealis* Gerke, *H. borealis delicatula* Gerke, *Hyperammia minutissimus* Gerke, характерных для тустахской свиты Нордвикского района, а *Protonodosaria rauserae* Gerke — для верхней части артинского яруса. Спорово-пыльцевой комплекс отвечает IV, V и VI палинозомам (верхнекацкий и большачья часть бургуклинского горизонтов, касимовский—кунгурский ярусы) региональной схемы Средней Сибири [22]. Остатки брахиопод и фораминифер свидетельствуют о приуральском времени формирования верхней части свиты, а остатки листовой флоры и спорово-пыльцевой комплекс — о позднекаменноугольном. Листовая флора и спорово-пыльцевой комплекс нижней части свиты отвечает среднему (верхи)—позднему карбону. Многочисленные остатки *Cardiocarpus krapivinoensis* Such. позволяют датировать нижнюю свиту московским, касимовским и гжельским (часть) ярусами, а верхнюю — гжельским (часть) — кунгурским ярусами [22]. Мощность свиты не превышает 90 м.

Булбарангдинская свита (P_{1-2bb}) залегает с разрывом (наблюдаются конгломераты) на глинисто-карбонатных породах кембрийской системы, чорбохской толще и далдынской свите. Состоит из монотонных слаболифифицированных песчаников и песков с редкими маломощными прослоями и линзами аргиллитов и алевролитов, линзовидными прослоями конгломератов, галечников и углей. По структуре разреза свита близка стратотипу. В северо-западной части района для песчаников обычны включения галек и гравия кварцитов, кремней и карбонатных пород, об-

ломков окремненной древесины. Выражены горизонты обломками алевролитов серых и песчано-карбонатных пород, обломками обугленных стволов и коры деревьев, линзами и линзовидными прослоями (до 0,4 м, редко до 3 м) углей. В северной части района (скважины 3 и 4, бассейн р.Улахан-Разбойник и в скв.27 — междуречье Улахан-Разбойник и Молодо—Унга—Анабыла) в верхах свиты появляется пачка (4—21 м) алевролитов. Аналогичная пачка (10,3 м), но уже в основании зафиксирована в междуречье Бадаран-Юрх и Чамая-Терде (бассейн р.Молодо). В центральной и юго-восточной частях района линзы и прослои углей, характерные для отложений северо-западной части района и стратотипической местности, здесь отсутствуют. В нижней части разреза обнаружена флора *Rufloria* ex gr. *papilosa* Gluch., *R. cf. tuberculosa* Gluch., *Crassinervia* cf. *kuznetskiana* (Chachl.) Neub., встречаемая в деленжинском горизонте Верхоянья (казанский-уржумский ярусы). В спорово-пыльцевом комплексе доминируют папоротниковообразные *Granulatisporites* и грубошпатовые *Raistrickia*, а среди пыльцы преобладают кордаитовые, что соответствует пеляткинскому горизонту Тунгусского бассейна (уфимский—уржумский ярусы) [22]. Мощность свиты изменяется от 0,55 м в междуречье Барая—Молодо—Унга—Анабыла (скв.15) до 130 м (вблизи северной границы района) на правом берегу р.Оленёк (бассейн р.Барая). В юго-восточной части района мощность уменьшается до 39,5 м в нижнем течении р.Молодо (канавы К-1), в верхнем течении р.Муогдан и нижнем р.Тас-Юрх соответствуют 18—19 м.

Западно-Орулганская структурно-фациальная зона (II-3). На правом берегу р.Лена в Джарджанской опорной скв.Р-1 вскрыт разрез (175 м) пермской системы, представленный прибрежно-морскими и близкими к ним мелководными обстановками седиментации. Эти обстановки характеризуют неустойчивую береговую линию на данном участке осадочного бассейна и представлены выраженным трансгрессивным ритмом седиментации в отличие от прямого ритма седиментации с разнотекстурными континентальными осадками Далдынского района (Оленёкское поднятие) [9, 18]. Эти данные позволяют осадки, залегающие на Джарджанском выступе фундамента и характеризующие прибрежную зону Верхоянского палеобассейна, отнести к нерской свите перми (175—300 м).

Нерская свита (P_{1-3nr*}), вскрытая Джарджанской опорной скв.Р-1, залегает (интервал 1343—1518 м) трансгрессивно и со стратиграфическим перерывом на выветрелых породах архея. В базальных слоях наблюдается пласт (0,58 м) прибрежно-морских алевролитов зеленовато- и голубовато-серых, иногда полосчатых, который перекрывается песчаниками серыми средне- и крупнозернистыми до гравелитистых, полимиктовыми. В средней и верхней частях разреза

— песчаники светло-серые, серые мелкозернистые кварц-полевошпатовые, иногда с угловатыми обломками аргиллитов и углистыми включениями. По разрезу редкие прослои (до 0,9 м) алевролитов светло-серых мелкозернистых и аргиллитов темно-серых до черных. В интервалах 1429,1 и 1476,1 м прослои (0,1—0,3 м) гравелитов светло-серых мелкозернистых с песчано-алевролитовым цементом. Гравий представлен кварцем, кремнями и халцедоном. В пробах, выделенных из интервала 1360,9—1454,6 м, абсолютными доминантами являются мелкошиповатые споры рода *Spinosisporites* и *Acanthotriletes*, после которых по численности стоят мелкобугорчатые споры рода *Granulatisporitus* и мелкие гладкие подгруппы *Leiotriletes*. В одной пробе (1366,6 м) обнаружены зерна *Turrisporites sibiricus* (Medv.) и *Raistrickia grandispinosa* (Andr.). В пылевой части спектров чаще присутствуют гинггосагообразные, реже кордаитовые [27]. Эти спектры, по заключению Т.Е.Михайловой, характерны для пеляткинского горизонта Тунгусского бассейна (уфимский—уржумский ярусы). Принимая во внимание, что нижние и верхние горизонты толщи фаунистически не охарактеризованы, ее возраст принимается в объеме кунгуского—северодвинского ярусов региональной шкалы [23]. Мощность нерской свиты, при близком литологическом строении, увеличивается в направлении Предверхоанского прогиба от 175 м в Джарджанской опорной скв.Р-1, а восточнее рамки листа (в 10—20 км) — от 300 до 700 м [9, 23].

Из материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Создание порайонных стратиграфических схем нового поколения с целью их непосредственного использования для оценки минерагенического потенциала осадочного чехла и прогноза развитых на глубине традиционных и нетрадиционных высоколиквидных месторождений полезных ископаемых остается сейчас и, скорее всего, останется в ближайшей перспективе приоритетным направлением геолого-геофизических исследований и поисково-разведочных работ на закрытых территориях северо-востока Сибирской платформы.

2. Выполненный авторами детальный анализ стратиграфии каменноугольных и пермских отложений Оленёцкого свода Анабарской антеклизы и прилегающей к нему с востока Ленской ветви Предверхоанского краевого прогиба прежде всего ориентирован на разработку и усовершенствование современных стратиграфических основ и на уточнение фациального районирования отложений.

3. С этих новых позиций методами бассейнового анализа проанализирована стратиграфия стратонів различного иерархического уровня, выявлены латеральные и вертикальные парагенезы их фаций, порайонно осуществлено ранжирование изученного интервала и проведено структурно-фациальное райо-

нирование территории перспективных на алмазы районов для карбон-пермского времени.

4. Порайонные схемы включают традиционно использованные в практике геологоразведочных работ геологические тела с местными географическими названиями.

5. Границам свит в большей степени отвечают этапы резкой смены палеогеографических обстановок и, как правило, ярко выраженные стратиграфические несогласия (см. рис. 1).

6. Реперными уровнями на новый, нетрадиционный тип коренного источника, вероятнее всего, являются базальные горизонты геологических тел, что позволяет оптимизировать поиски высоколиквидного минерального сырья на стратиграфической основе нового поколения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрианова В.А., Андрианов В.Н. Некоторые данные о вулканизме на рубеже пермского и триасового периодов в области Верхоянской геосинклинали // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. — Якутск, 1970. Вып. 16. С. 137—144.
2. Бетехтина О.А., Горелова С.С., Дрягина Л.Л. и др. Верхний палеозой Ангарида. Фауна и флора. — Новосибирск: Наука, 1988.
3. Булгакова М.Д., Коробицин А.В. Формации верхнего палеозоя // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхоянья. Палеозой и нижний мезозой / Под ред. Ю.П.Ивенсена. — Новосибирск: Наука, 1976. С. 65—96.
4. Булгакова М.Д., Коробицин А.В., Семенов В.П. Основные этапы геологического развития // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхоянья. Палеозой и нижний мезозой / Под ред. Ю.П.Ивенсена. — Новосибирск: Наука, 1976. С. 115—122.
5. Гайдук В.В. Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система. — Якутск, 1988.
6. Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий. Масштаб 1:1 500 000. Объяснительная записка / Под ред. Н.С.Малича. — С-Пб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2000.
7. Геологическая карта Якутии масштаба 1:500 000. Центрально-Якутский блок. Листы Р-51-А, Б; Р-51-В, Г; Р-52-А, Б; Р-52-В, Г / В.С.Гриненко, В.А.Камалетдинов и др. — С-Пб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2000.
8. Гриненко В.С., Будников И.В., Клец А.Г. Олигостромы в пермском разрезе центральной части Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 1997. № 2. С. 36—43.
9. Гриненко В.С., Ротман А.Я., Трущев А.М. Верхоянский тип разреза Джарджанского выступа: новое представление на палеогеографию перми и триаса в зоне перехода «Сибирская платформа — подвижное обрамление» // Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ // Мат-лы Второй Всерос. конф. — Казань, 2009. С. 178—180.
10. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И., Липашова А.Н. Районирование россыпей Сибирской платформы по типоморфным особенностям алмазов // Важнейшие промышленные типы россыпей и месторождений кор выветривания, технология оценки и освоения // Мат-лы XI Междунар. совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. — М., 1997.
11. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И. и др. Принципы классификации и районирования территорий по алма-

- зам (на примере Сибирской платформы) // Вест. Воронеж. ун-та. Серия геология. 1998. № 5. С. 208—225.
12. *Зинчук Н.Н.* Условия формирования отложений верхнего палеозоя в основных алмазоносных районах Сибирской платформы (на примере Мало-Ботуобинского района Якутии) // Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ // Мат-лы второй Всерос. конф. —Казань, 2009. С. 50—51.
 13. *Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н.* Основные источники сноса терригенного материала в позднепалеозойское время в основных алмазоносных районах Сибирской платформы // Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ // Мат-лы второй Всерос. конф. —Казань, 2009. С. 52—53.
 14. *Клец А.Г.* Верхний палеозой Ангариды. —Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2005.
 15. *Малич Н.С.* Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. —М.: Недра, 1975.
 16. *Малич Н.С., Миронюк Е.П., Туганова Е.В.* Металлогения Сибирской платформы // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XV. Металлогения Сибири. —М.: Наука, 1988. С. 52—61.
 17. *Михайлов М.В., Харьюзов Л.С., Штейн Д.Ф.* Стратиграфия каменноугольных отложений северо-востока Сибирской платформы // Советская геология. № 2. 1979. С. 93—97.
 18. *Межвилк А.А.* Особенности развития Верхоянской миогеосинклинали // Мезозойский тектогенез // Мат-лы VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. —Магадан, 1971. С. 36—43.
 19. *Корчагин В.П.* Космос и начала глобальной теории Земли (в 4-х томах). Т. 2. Хронометрическая последовательность основных событий и усредненная (математическая) модель строения и состава Земли. —Иркутск, 2008.
 20. *Епифанов В.А.* Пути поиска первоисточника алмазов Тунгусской субпровинции // Проблемы геологии и освоения минерально-сырьевых ресурсов Восточной Сибири. Информ. мат-лы юбилейной конференции в честь 80-летия ИГУ и 110-летия госгеолслужбы Восточной Сибири (5—8 октября 1998 г.). —Иркутск, 1998. С. 75—77.
 21. *Прокопчук Б.И.* Алмазоносные россыпи и методика их прогнозирования и поисков —М.: Недра, 1979.
 22. *Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири.* Ч. II. Средний и верхний палеозой. —Новосибирск, 1982.
 23. *Решения третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (С-Пб, 2002) /* Под ред. Т.Н.Корень, Г.В.Котляр. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009.
 24. *Родин Р.С.* Методика выявления нетрадиционных коренных источников алмазов // Проблемы геологии и освоения минерально-сырьевых ресурсов Восточной Сибири. Информ. Мат-лы юбилейной конференции в честь 80-летия ИГУ и 110-летия госгеолслужбы Восточной Сибири (5—8 октября 1998 г.). —Иркутск, 1998. С. 174—176.
 25. *Сафронов А.Ф., Ивенсен Г.В.* Порода-коллекторы Предверхо-Янского прогиба. —Якутск, 1996.
 26. *Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М.* История алмаза. —М.: Недра, 1997.
 27. *Фрадкина А.Ф.* Споро-пыльцевые комплексы мезозоя Западной Якутии (Виллойская синеклиза и Предверхо-Янский прогиб). —Л.: Недра, 1967.
 28. *Шамшина Э.А., Шпунт Б.Р.* Эпохи корообразования на территории Якутии // Древние коры выветривания Якутии. —Якутск, 1975. С. 3—29.
 29. *Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А.* Древние коры выветривания Билиро-Уджинского поднятия (север Сибирской платформы) // Древние коры выветривания Якутии. —Якутск, 1975. С. 30—85.

Отражение геодинамического режима восточной окраины Сибирской платформы в особенностях формирования осадочной призмы верхоянского комплекса и минерализации Западно-Верхоянского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса

АЛЕКСЕЙ ИВАНОВИЧ НЕКРАСОВ (Федеральное агентство по недропользованию; 123995, Москва, ул.Бол. Грузинская, 4/6, Д-242, ГМП-5; e-mail: anekrasov@rosnedra.com)

Верхоянский палеобассейн имеет рифтогенную природу. Глубинные разломы рифтовой системы контролировали возрастную и латеральную смену фаций и формаций терригенных отложений, этап предрудной подготовки и начальный этап формирования месторождений и рудопроявлений серебро-полиметаллической формации. Рудообразование завершилось в главную эпоху складчатости. Месторождения района — полигенные и регенирированные.

Ключевые слова: верхоянский комплекс, глубинные разломы, серебро-полиметаллические руды.

Formative features of the Verkhoyansk Complex sedimentary prism and minerogenic specialties of the western segment of the Upper Yana Foldbelt as the geodynamic regime derivatives of the eastern margin of Siberian Platform

ALEKSEY IVANOVICH NEKRASOV

Verkhoyansk paleobasin is riftogenic structure. Deep faults of rift system controlled age and lateral change of facies and formations terrigenous sediments, the preliminary stage of ore process and first stages generation of silver-zinc-lead ore deposits and mineral occurrences. Ore formation was finished in the main fold epoch. Ore deposits of region is polygenic and reworked.

Key words: verkhoyansk complex, deep faults, silver-zinc-lead ores.

Верхоянский терригенный складчатый комплекс (поздний палеозой—ранний мезозой) сформирован на относительно маломощном (1—3 км) венд-среднепалеозойском карбонатном чехле архей-раннепротерозойского фундамента Сибирской платформы. Фундамент платформы, быстро погружается к востоку в зоне сочленения с Верхоянским поясом до глубин 11—13 км, затем почти горизонтально (с воздыманием в районе Куларского, Адычанского, Эльгинского и других поднятий) прослеживается до структур хр.Черского. В среднем палеозое в восточной части платформы сформировались рифтогенные прогибы со щелочно-основными магматитами континентальной природы. Оси Хара-Улахского и Сетте-Дабанского рифтогенных прогибов соответствовали простиранию структур Верхоянского складчато-надвигового пояса (в современных координатах). Практически перпендикулярно располагалась ось серии прогибов Вилуйской рифтовой системы. Область тройного сочленения рифтовых систем расположена в Западно-Верхоянском сегменте складчато-надвигового пояса, где он имеет наибольшие ширину и возрастную диапозону пород, выведенных на дневную поверхность. В пределах сегмента наблюдается аномальная для пояса насыщенность месторождениями и проявлениями серебра, золота, полиметаллов, меди, сурьмы, ртути, олова [15], большинство из которых является комплексными [16]. Вмещающими

породами служат толщи верхоянского комплекса. Здесь в 1991—2006 гг. были проведены исследования (рис. 1), одной из целей которых являлось определение условий формирования отложений Верхоянского комплекса.

Практически полное отсутствие в пределах пояса (во временном интервале с позднего карбона до поздней юры) вещественных комплексов — индикаторов геодинамических режимов, делает литолого-фациальный анализ пород верхоянского комплекса практически единственным методом реконструкции эволюционного развития палеобассейна в указанный период.

Формирование верхоянского комплекса в конце раннего карбона началось с накопления грубообломочных отложений прибрежной аллювиальной равнины, сменяющихся средне-позднекаменноугольными отложениями авандельты. В юго-западной части района генетические типы пород, соответствующие авандельтовому, продельтовому и шельфовым отложениям фиксируются для всего возрастного диапозона (до позднего мезозоя), и лишь в восточной части района восстанавливаются все фазы развития палеобассейна (рис. 2). Эволюция протекала здесь по пути перемещения зон осадконакопления от внешней части крупной авандельтовой системы в область продельты и внутреннего «полузакрытого» шельфа, а далее на внешний «открытый» шельф эпиконтинен-

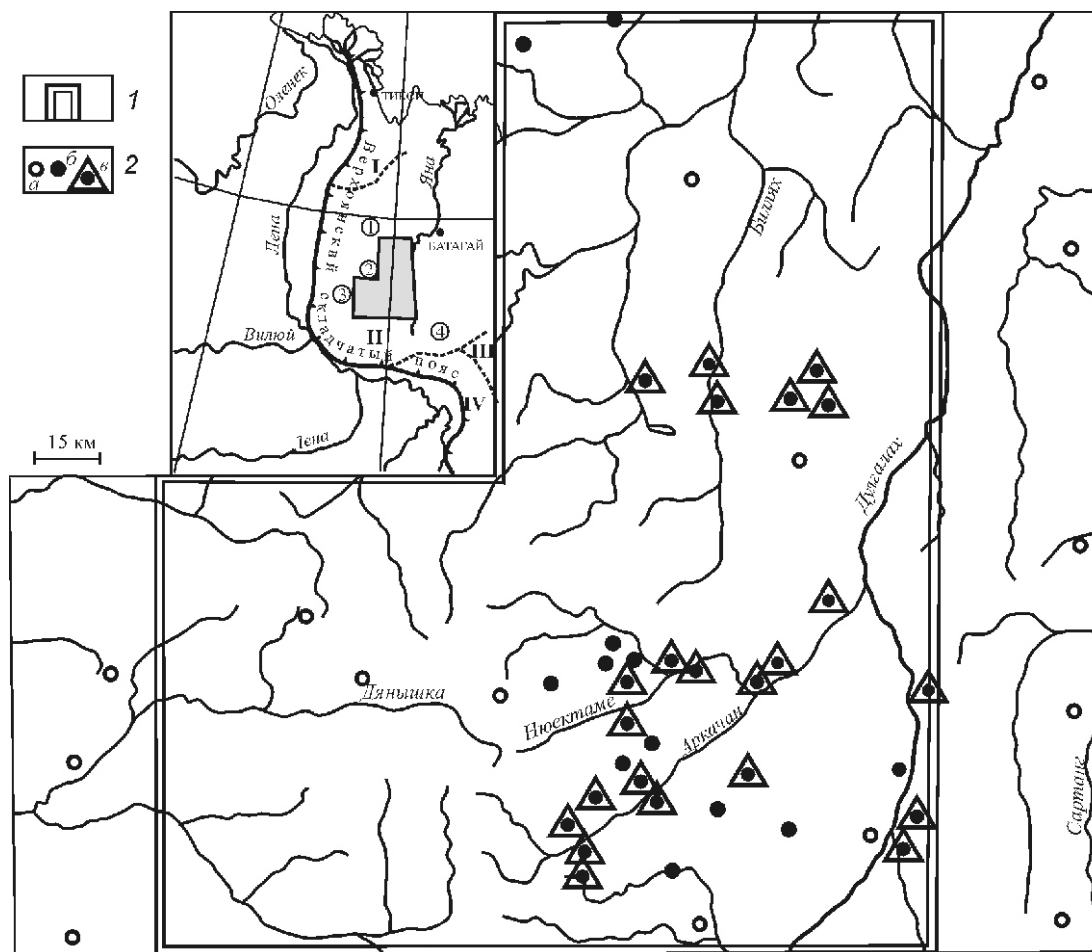


Рис. 1. Схема расположения района исследований и разрезов верхоянского комплекса:

1 — граница района исследований; *2* — разрезы: *а* — верхоянского комплекса, обработанные по литературным источникам; изученные автором: *б* — с детальным послойным описанием, палеонтологическими, минералогическими, петрохимическими и геохимическими исследованиями; *в* — с детальными литолого-фациальными исследованиями; на врезке секторы пояса: I — Северо-Верхоянский; II — Западно-Верхоянский; III — Восточно-Верхоянский; IV — Южно-Верхоянский; сегменты Западно-Верхоянского сектора (цифры в кружках): 1 — Орулганский; 2 — Восточно-Куранахский; 3 — Западно-Куранахский; 4 — Бараинский

тального бассейна и, наконец, в хабахское время (артинский век) к бровке шельфа и краю континентального склона [14]. Судя по анализу преобладающих направлений мощных, пологих, косослоистых серий осадочных пород, авандельтовая система принадлежала бассейну крупной реки, дельта которой была расположена к юго-востоку от рассматриваемой территории и, вероятно, могла совпадать с современным субширотным участком р.Лена выше устья р.Вилуй. Мелкоциклическое строение этой части разреза в сочетании с седиментологическими особенностями отложений, свидетельствуют о неоднократном выдвигании авандельты в сторону моря с формированием аккумулятивной равнины, подвергавшейся периодическому затоплению, вследствие эвстатических колебаний уровня моря. Подобное строение разреза дельтовых комплексов характерно и для других районов мира [2, 3, 12, 21].

С позднеартинского времени (верхние горизонты хабахской свиты) фиксируется обрушение края шельфа, и далее, вплоть до середины триаса, формирование осадочной призм в пределах района происходило на склоне палеобассейна [14]. Отложения представлены преимущественно песчаными образованиями автокинетических потоков различной вязкости и преимущественно алевроитовыми породами, сформированными в периоды затухания деятельности потоков. Широко развиты эндоолистостромы. Подчиненную роль в строении свит играют песчано-алевритовые отложения донных течений. Вся толща сложена различными сочетаниями осадков этих трех генетических групп, характер распределения которых в разрезах зависит от углов наклона дна, удаленности от источников сноса, микрорельефа дна, усиления или ослабления эрозионных процессов в областях сноса, интенсивности донных течений. Ши-

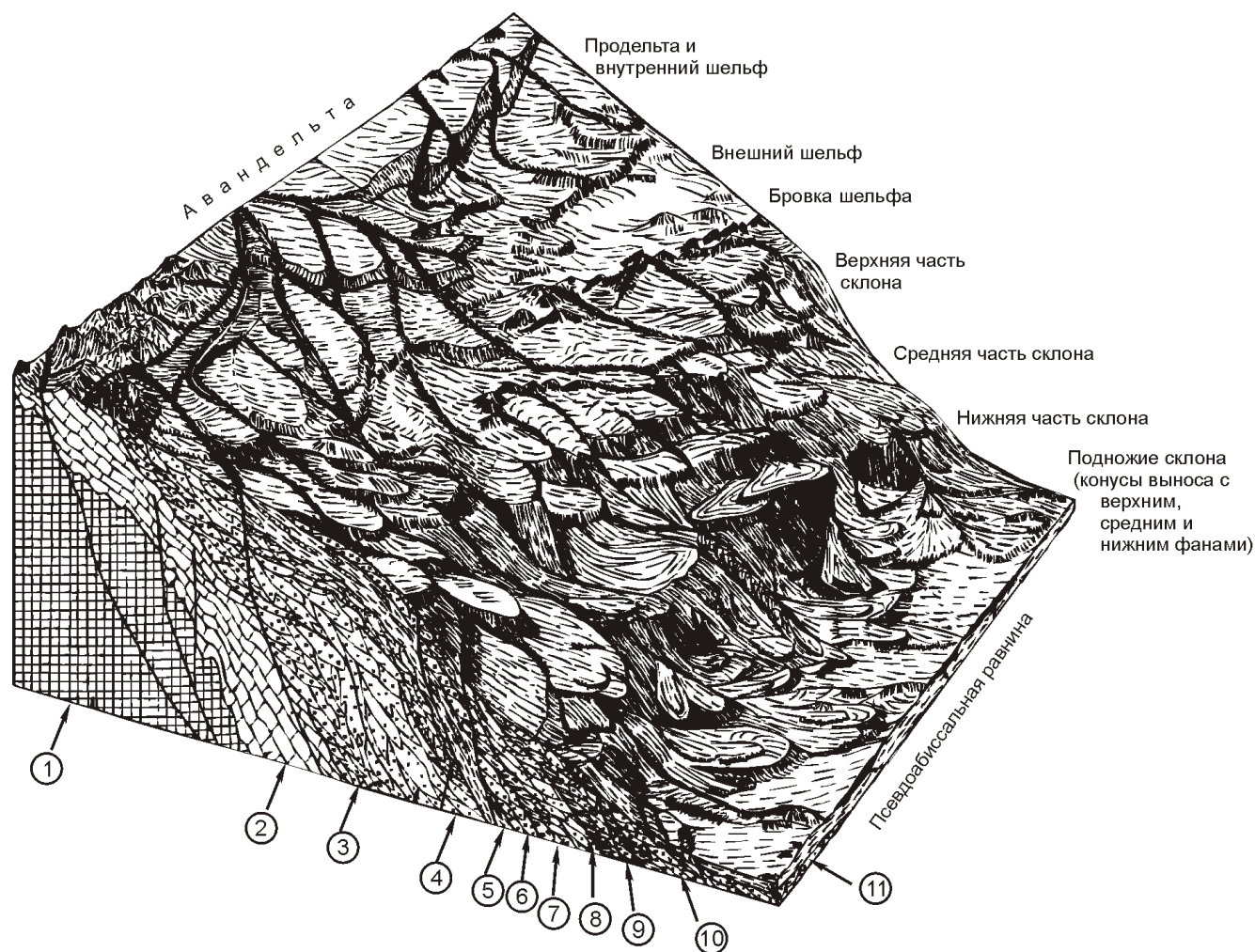


Рис. 2. Блок-схема формирования терригенной осадочной призмы верхоянского комплекса:

цифры в кружках: 1 — раннедокембрийский фундамент Сибирской платформы; 2 — рифей-среднепалеозойский чехол карбонатной платформы; 3 — аллювиально-дельтовые и прибрежно-морские отложения раннего—среднего карбона (серджахская, чочимбальская, имтанджинская свиты); 4 — авандельтовые и продельтовые отложения среднего—позднего карбона (солончанская и кыгылтасская свиты); 5 — позднекаменноугольные—раннепермские (ассель—артин) отложения внутреннего и внешнего шельфа (хорокытская и эчийская свиты); 6 — раннепермские отложения бровки шельфа (хабахская свита); 7 — кунгурские отложения верхней части склона палеобассейна (тумаринская свита); 8 — позднепермские (уфа—казань) отложения средней и нижней части склона (деленжинская свита); 9 — татарские отложения конусов выноса (верхний фан) у подножия склона (дулгахская свита); 10 — раннетриасовые (инд) отложения среднего и нижнего фанов (талахская свита); 11 — раннеоленёкские отложения псевдобассальной равнины (чекановская и мономская свиты)

рокое развитие в разрезах толщи отложений автокинетических потоков, слабая изменчивость отложений, постепенные переходы между пачками дают возможность интерпретировать эти отложения как морские, довольно глубоководные. Характер строения песчаных пластов позволяет выделить в породах серии нескольких типов осадков с признаками дебриных (обломочных), разжиженных, зерновых потоков, а также различные варианты турбидитов [7]. Соотношение средних и тяжелых лантаноидов из алевролитов и фосфатно-карбонатных конкреций района (табл. 1) при сравнении с таковым из различных районов мира, подтверждают их сходство с шельфовыми и батинальными фосфоритами.

Постепенное углубление бассейна фиксируется вплоть до позднеоленёкского времени, причем по сочетаниям разных типов автокинетических потоков, строению межпотоковых интервалов и характеру течений интервалов в отложениях фиксируются практически все фации зоны перехода от континента к днищу палеобассейна [14]. Оползневые процессы в конце оленёкского века фиксируют обратный переход от придонной части бассейна к континентальному склону, и с этого момента начинается неуклонное сокращение площади палеобассейна. Регрессивная стадия существования Верхоянского палеобассейна характеризуется скачкообразной сменой зон осадконакопления и неоднократной инверсией (или изгибами эпейрогении

1. Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в фосфатах и осадочных породах различных фацialsных типов разных регионов мира [4] и изученного района по данным микро-рентгено-радиометрического анализа (в г/г; Р₂О₅ в %)

Фацialsная обстановка	Тип пород, фосфаты; регион	Сумма РЗЭ	La	Ca	Pr	Nd	Sm	Eu	Y	P ₂ O ₅	Число проб
<i>Регионы мира</i>											
Глубоководные (гемипелагические) фации рифтогенной пассивной континентальной окраины	Фосфатные конкреции (нижний горизонт); ранний кембрий; Срединный Тянь-Шань	480	64	84	—	128	36	10,4	197	26,9	9
	То же (верхний горизонт); поздний кембрий-ордовик	764	115	236	—	180	36	10	142	24,9	7
	Вмещающие углеродисто-кремнистые сланцы	91	21	26	—	19	4,7	1,0	42	0,49	2
Шельф активной континентальной окраины	Фосфориты Каратау (ранний кембрий)	508	130	140	—	100	28	4	—	—	2
	Палетовидные фосфориты; хубсугульский бассейн	270	47	79,6	22,7	61,6	18,9	4,3	—	—	1
Мелководно-морские, субплатформенные фации	Кремнисто-фосфатные алевролиты; Сино-Кореиский шит; ранний кембрий	314	103	157	—	—	14,5	2,6	78	3,5	3
	То же, углеродистые алевролиты	156	15,8	82,2	—	—	7,8	1,8	46	1,2	4
<i>Изученный район</i>											
Авандельтовые и шельфовые фации	Куларитовый концентрат из пород С ₃ —Р ₁	1220	274	616	80	236	34	40	—	—	5
Авандельтовые фации	Алевролиты хорокытской свиты; ранняя пермь	340	30	65	46,25	45	40	50	32,5	1,54	4
Континентальный склон; мезофация нижней части	Алевролит из средней части дулгалахской свиты; поздняя пермь; татарский ярус	240	20	50	20	30	40	50	20	1,54	1
Конус выноса у подножия склона; средний, нижний фаны	Алевролиты и фосфатные конкреции из отложений талахской свиты; инд	770	60	196,7	26,7	153	96,7	50	166,7	3,33	3
Гемипелагические фации псевдобабисальной равнины	То же из чекановской свиты; ранний оленёк	365	40	100	30	30	40	50	60	3,95	1
	То же из мономской свиты; поздний оленёк	290	40	50	30	50	40	50	20	0,86	1
Конус выноса у подножия склона; верхний фан	Алевролиты и фосфатные конкреции из отложений усманьцевской свиты; поздний оленёк	1350	123,3	356,7	60	276,6	86,7	50	390	9,6	3

2. Сравнительный химический состав аутигенных пиритовых конкреций из отложений верхоянского комплекса и рудовмещающих вендских и девонских карбонатных отложений стратиформных Ge-Pb-Ag и Ba-Pb-Ag месторождений Восточной Якутии

Возраст	Конкреции	Число анали- зов	Содержания элементов, %												
			S	Ag	As	Fe	Pb	Sb	Se	Cu	Bi	Te	Zn	Hg	Sn
Поздний карбон, подсвета нижнекыгылтаская	Пиритовые из песчаников	9	52,54	0,11	0,09	46,46	0,16	0,08	—	0,02	0,19	0,04	0,03	0,06	0,04
		3	52,30	0,16	0,16	46,16	0,10	0,05	—	0,02	0,10	—	0,04	0,07	0,02
Ранняя пермь, подсвета верхне- кыгылтаская		6	52,76	0,05	0,15	47,13	0,18	0,05	—	0,02	0,33	0,02	0,20	0,12	0,02
		3	52,93	0,06	0,66	45,86	0,24	0,03	—	0,01	0,13	—	—	0,05	—
Поздний триас подсвета нижне- алгыйская	Из отложений	8	47,25	0,17	9,56	40,76	1,77	0,01	—	0,06	0,10	—	0,01	—	0,03
		6	52,51	—	0,18	45,74	1,43	—	0,01	0,02	0,23	—	—	—	0,05

ческой кривой) направления развития региона, например, в позднеанизийское и раннеюрское время [6, 14]. С начала раннеюрской эпохи наблюдается углубление бассейна с возникновением генетических типов пород, характерных для склоновых отложений. Вероятно, произошло заложение системы локальных прогибов, фиксирующих зоны растяжения, которые компенсировали общее сжатие области седиментации. Замыкание этих прогибов и прекращение морского осадконакопления произошло, скорее всего, в начале позднеюрской эпохи, однако последние признаки существования растягивающих напряжений, фиксируются в петрохимических особенностях позднеюрских даек среднего состава [17].

Таким образом, восточная окраина Сибирской платформы в позднем палеозое — раннем мезозое представляла собой эпиконтинентальный морской бассейн, заложённый на утоненной в результате рифтогенеза континентальной коре. Этот бассейн прекратил существование в конце средней юры, так и не пройдя эволюционный путь превращения в настоящий океан.

Внутренняя структура палеобассейна была осложнена тектоно-гравитационными уступами, следы которых фиксируются по наличию олистостромовых горизонтов (поздний карбон—поздняя пермь) и тектоно-гравитационного меланжа (ранний триас). Консидерационные тектонические уступы устанавливаются по резким сокращениям или возрастаниям мощностей разновозрастных отложений в 1,5—6 раз. Оси таких сокращений мощностей (субпараллельно главному направлению складчатости) прослеживаются на позднепермском уровне в бассейне р.Дянышка (см. рис. 1) западнее ядра Верхоянского мегаантиклинория, восточнее — в бассейнах рек Аркачан—Нюектаме на позднепермском—раннетриасовом уровнях и на правобережье р.Дулгалах (см. рис. 1) на позднепермском—среднетриасовом уровнях. В целом градиентные уступы мощностей отложений коррелируют с зонами Западно- и Восточно-Верхоянского глубинных разломов. Смена генетических типов отложений на определенных возрастных уровнях (позднепермский, ранне- и среднетриасовый) с запада на восток с шельфовых на батинальные и псевдоабиссальные, затем вновь на шельфовые и далее на батинальные за пределами рассматриваемого района, свидетельствует о сложной внутренней структуре Верхоянского палеобассейна, наличии локальных относительно глубоких прогибов, возможно, представляющих собой палеоструктуры типа pull-apart в тыловой части отдельных сдвиговых зон в системах главных разломов. С одной стороны, безусловно, современное положение градиентных зон, отражающих рельеф палеобассейна, является смещенным вследствие развития складчатости и кулисного сдвигового и взбросо-надвигового перемещения крупных пластин [13]. С другой, истинное положение проницаемых структур фиксируется сериями позднеюрских—поздне меловых даек и малых интрузий, линейных зон

3. Содержания химических элементов в осадочных породах района работ по данным количественного спектрального анализа (в г/т)

Возраст	Породы (число проб в выборке)	Sn		Pb		Zn		Cu		Ag		Co		Ni		Mo		As	
		с		с		с		с		с		с		с		с		с	
P ₁ h _b	Песчаники (84)	3,4	1,97	31,4	1,82	108,5	1,97	17,2	1,68	0,07	2,25	5,9	1,60	20,4	1,93	2,14	2,10	—	—
	Алевриты (84)	5,4	1,52	43,8	1,66	233,7	1,45	43,1	1,51	0,06	1,69	9,4	1,72	37,5	1,74	2,05	2,09	—	—
P ₁ ec ₂	Песчаники (29)	4,1	1,72	41,6	1,77	121,9	1,60	18,4	1,71	0,15	3,05	7,9	1,91	20,2	1,90	2,67	2,40	16,5	1,27
	Алевриты (18)	5,1	1,53	53,4	1,70	201,0	1,63	41,0	1,71	0,17	4,00	7,9	1,83	37,8	1,54	2,74	2,47	16,83	1,30
P ₁ ec ₁	Песчаники (61)	4,6	1,80	40,7	1,73	151,5	1,78	25,0	1,65	0,10	2,95	8,4	1,74	27,8	1,80	2,50	1,95	17,72	1,45
	Песчаники (54)	5,1	1,47	47,5	1,73	168,3	1,56	28,7	1,57	0,11	2,58	7,1	1,70	28,0	1,55	2,82	1,95	18,46	1,42
P ₁ hr ₂	Алевриты (106)	4,8	1,6	47,7	1,65	231,8	1,98	38,4	1,50	0,11	2,69	5,9	1,58	30,0	1,68	2,49	2,0	19,56	1,49
	Песчаники (113)	5,3	1,58	45,6	1,62	165,0	1,98	27,2	1,61	0,13	2,51	8,2	1,84	29,5	1,67	2,93	2,18	20,17	1,53
P ₁ hr ₁	Алевриты (67)	5,8	1,54	50,2	1,63	210,0	1,79	38,8	1,47	0,11	2,56	7,6	1,65	36,6	1,61	2,94	1,95	21,4	1,45
	Песчаники (111)	4,4	1,74	38,5	1,85	154,3	1,97	24,8	1,58	0,11	2,28	7,5	1,62	30,0	1,65	2,61	1,95	20,52	1,57
P ₁ hr ₁	Алевриты (71)	4,5	1,75	44,8	1,59	198,9	1,90	37,0	1,56	0,07	1,82	6,5	1,63	39,1	1,76	2,76	2,13	21,1	1,53
	Песчаники (96)	4,7	1,76	38,8	1,56	149,7	1,90	25,56	1,65	0,12	2,37	8,4	1,80	29,3	1,67	2,33	2,03	18,36	1,44
P ₁ kg ₂	Алевриты (55)	5,0	1,76	42,9	1,67	177,7	1,85	38,0	1,71	0,09	2,20	8,2	1,84	39,5	1,84	2,02	2,12	17,2	1,34
	Песчаники (71)	4,4	1,93	36,2	1,60	149,2	1,88	24,7	1,55	0,11	2,49	6,6	1,68	23,8	1,72	1,95	2,07	20,8	1,59
C ₃ —P ₁ kg ₁	Алевриты (35)	4,2	1,73	36,0	1,46	200,2	1,91	38,2	1,58	0,09	2,23	7,8	1,65	30,4	1,46	1,58	1,88	20,1	1,58
	Песчаники (48)	3,7	2,01	31,2	1,52	97,9	1,77	21,4	1,75	0,10	2,44	5,1	1,72	21,8	1,62	1,64	2,17	17,63	1,42
C ₃ —P ₁ kg ₁	Алевриты (19)	4,6	1,99	39,1	1,63	168,0	1,93	49,9	1,36	0,06	1,32	6,3	1,69	32,1	1,56	1,87	2,02	19,17	1,47
	Песчаники (32)	5,5	1,56	35,3	1,63	161,0	2,05	32,5	1,55	0,13	2,98	8,6	1,75	37,5	1,42	3,25	1,72	17,15	1,32
Осадочные породы (3110)	Алевриты (11)	5,8	1,26	44,1	1,39	248,9	1,71	54,9	1,49	0,07	1,90	9,8	1,85	55,7	1,36	2,40	1,23	17,0	1,32
		3,79	1,77	32,64	1,87	135,9	1,93	27,3	1,82	0,08	2,13	8,8	1,83	29,3	1,88	1,77	2,13	—	—
Кларки по А.В.Виноградову	В земной коре	2,5		16		83		47		0,07		18		58		1,10		1,7	
	В осадочных породах	10		20		80		57		0,10		20		95		2,0		6,6	
Кларки по К.Таркяну и К.Ведеполу	Глины	6		20		95		45		0,07		19		68		2,6		1,3	
	Песчаники	0,п		7		16		п		0,0п		0,3		2		0,2		1	

Примечание. В табл. 3 приведены статистические параметры логнормального распределения содержания элементов, где с — среднестатистическое, — стандартный множитель.

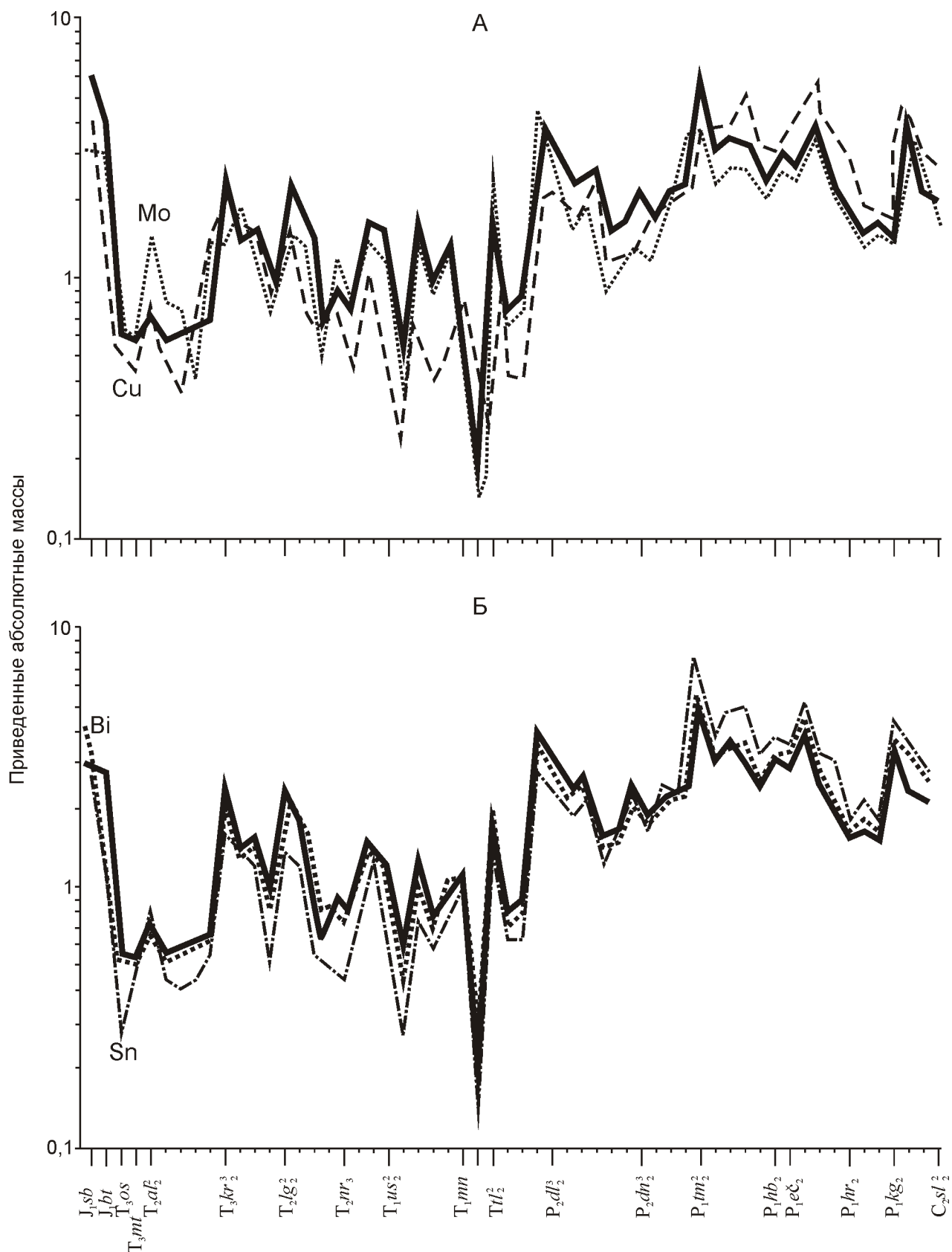
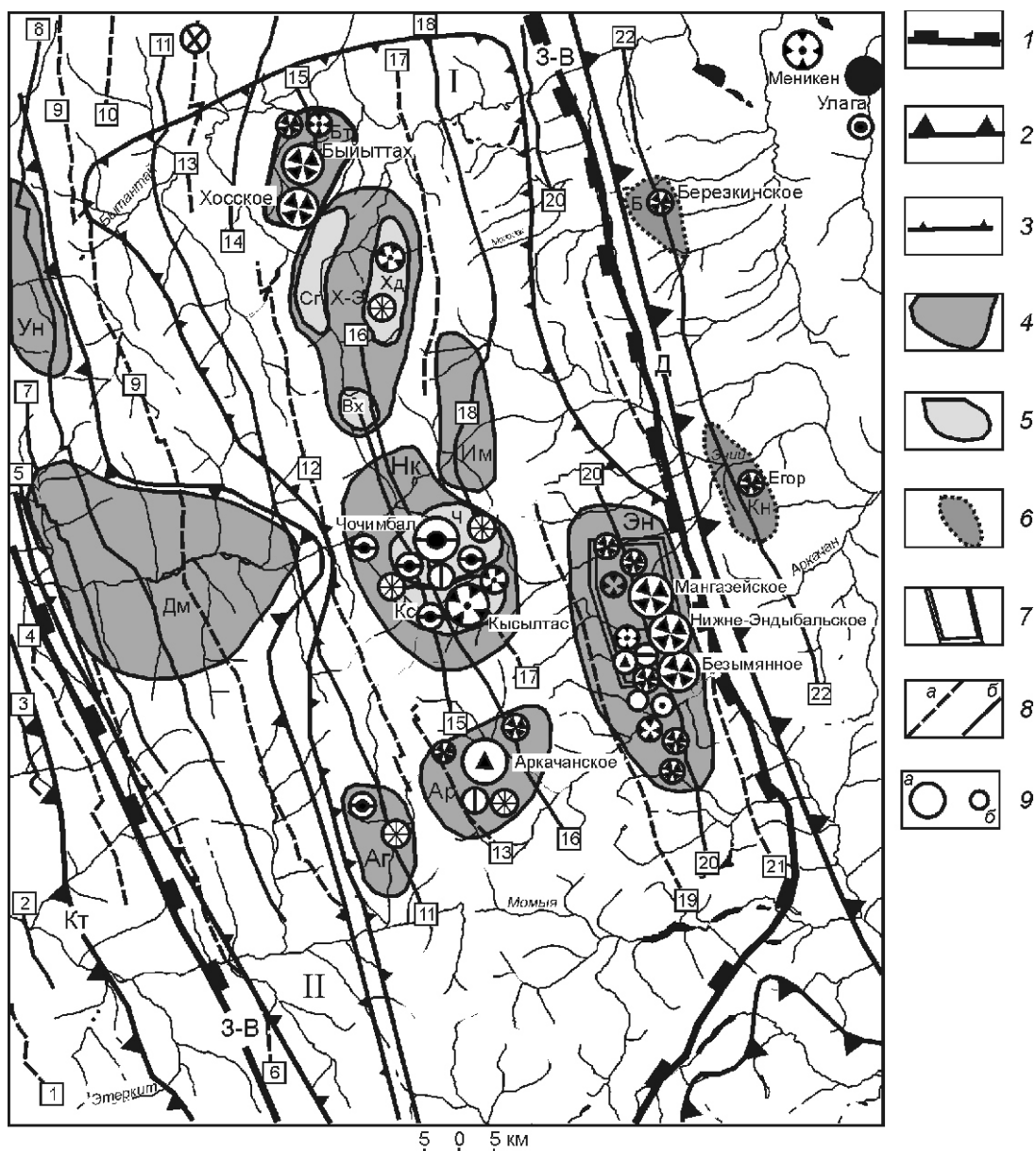


Рис. 3. Распределение приведенных абсолютных масс химических элементов в позднепалеозойских и раннемезозойских осадочных породах:

сплошная кривая — приведенные мощности стратиграфических подразделений; приведенные абсолютные массы Cu и Mo (А), Sn и Bi (Б); для приведенных масс использованы: десятичная логарифмическая шкала; данные 3110 полуколичественных спектральных анализов, проведенных в центральной ядерно-геофизической лаборатории ОАО «Янгеология»



Рудные формации и минеральные типы			Группы формаций
	Ведущие минеральные типы	Формации	
	пирит-галенит-сфалеритовый	Свинцово-цинковая	Сульфидно-полиметаллическая
	халькопирит-галенит-сфалеритовый	Полиметаллическая	
	касситерит-станнин-арсенопиритовый галенит-сфалеритовый	Олово-серебро-полиметаллическая	
	золото-арсенопирит-пиритовый блекдорудно-сфалерит-галенитовый	Золото-серебро-полиметаллическая	
	сульфосольно-сфалерит-галенитовый серебро-сульфосольный	Серебро-полиметаллическая	
	галенит-халькопиритовый серебро-тетраэдритовый	Серебро-медно-полиметаллическая	
	арсенопиритовый арсенопирит-пиритовый арсенопирит-пирротин-пиритовый	Золото-мышьяковая	Золото-сульфидная
	арсенопирит-пиритовый халькопирит-галенит-сфалеритовый	Золото-полиметаллическая	
	золото-висмутин-халькопирит-пиритовый вольфрамит-арсенопирит-молибденитовый	Золото-редкометаллическая	Золото-мало-сульфидная
	арсенопирит-пирит-халькопиритовый	Золото-медно-порфировая	
	джерсонит-антимонитовый	Сурьмяная	Сурьмяно-ртутная
	фрейбергит-джерсонит-антимонитовый	Серебро-сурьмяная	
	киноварь-антимонитовый	Золото-сурьмяно-ртутная	
	киноварь-диккитовый	Ртутная	

гидротермалитов и рудных зон с преимущественно серебряным и полиметаллическим оруденением. Причем отдельные эпизоды длительной истории формирования оруденения в зонах проницаемых структур реконструируются по изучению вещественного состава вмещающих пород и самих руд.

Следы гидротермальной деятельности в пределах проницаемых зон зафиксированы в породах верхоянского комплекса и приурочены к дискретным временным уровням осадконакопления. Так, аутигенная разновидность монацита — куларит из позднекаменноугольных и раннепермских отложений района, содержит аномальные концентрации серебра [18] до 600 г/т и подобные кулариты выявлены только в узкой полосе развития позднепалеозойских отложений на восточном крыле Куранахского антиклинория и, вероятно, связаны с накоплением отложений в зоне влияния Западно-Верхоянского разлома. Именно в пределах такой полосы группируются многочисленные серебряные серебро-полиметаллические месторождения и проявления Эндыбальского, Хосского, Быйттахского и других рудных узлов. В цементе раннепермских песчаников, вмещающих серебряные и серебро-полиметаллические тела Мангазейского рудного поля, не подверженных гидротермально-метасоматическим изменениям, установлены микровключения самородной сурьмы и алларгентума в ассоциации с глобулярным пиритом [8]. В сингенетических пиритовых конкрециях района наблюдаются повышенные содержания свинца, серебра, цинка (табл. 2), сравнимые с таковыми из вмещающих пород стратиформных свинцово-цинковых месторождений Якутии [9].

Сравнивая содержания Pb и Zn и соотношение Pb, Zn в конкрециях изученного района с рудами современных подводных гидротерм и металлоносными осадками [5, 10, 11], можно предположить, что палеогидротермальные источники по своему типу были близки современным «черным курильщикам».

Активная жизнь глубинных разломов рифтогенного палеобассейна дополнительно индексируется по наличию горизонтов туфов и туффилов основного состава, силлов и даек базальтов и андезитов, приуроченных к определенным возрастным уровням, коррелирующим с уровнями повышенных концентраций рудных элементов.

Анализ 3000 проб их неизмененных пород, вмещающих оруденение за пределами рудных полей и узлов (табл. 3), позволил выявить несколько таких возрастных уровней, которые на диаграммах Н.М.Страхова [19] также обнаруживают корреляцию с максимальными скоростями осадконакопления в эти периоды (рис. 3). Пики повышенных концентраций рудных элементов почти идеально соответствуют горизонтам пород, вмещающих оруденение в пределах Верхоянского складчато-надвигового пояса. Это поздний карбон (верхняя часть кыгылтасской свиты, C_2kg) — Ньюэктаминский рудный узел, Мангазейское, Аркачанское, Хосское, Быйттахское, рудные поля (рис. 4); ранняя пермь (нижняя часть эчийской свиты) — Мангазейское, Кус-Кюэльское рудные поля; ранняя пермь (нижняя часть тумаринской свиты, P_1tm) — Кимпиче-Берелехское, Кюнкюнюрское рудные поля; поздняя пермь (верхняя часть дулгалахской свиты, P_1dl) — Южный, Менгелюченский, Куоландинский, Ньюэлинский рудные узлы, проявления Томпо-Делиньинской рудной зоны; ранний триас (усманычевская свита, T_{1us}) — Меникенское рудное поле; средний триас, ладинский век — рудное поле месторождения Прогноз.

В пределах Ньюэктаминского рудного узла, Мангазейского, Быйттахского, Кус-Кюэльского и некоторых других рудных полей развиты стратифицированные рудные тела серебро-полиметаллической формации. С одной стороны очевиден литолого-структурный контроль таких залежей. Как правило, они локализованы в верхних горизонтах песчаниковых пачек, под экранами

Рис. 4. Схема минерагенического районирования центральной части Западно-Верхоянского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса:

границы: минерагенических зон: 1 — Западно-Верхоянской золотосеребро-полиметаллической; 2 — восточная Китинской (Кт) золотополиметаллической и западная Дулгалахской (Д) олово-серебро-полиметаллической и сурьмяно-ртутной; рудных районов: 3 — Аркачан-Эчийский (I) и Ундюлюнг-Немичанский (II); 4 — контуры рудных узлов: установленные: Э — Эндыбальский, золотосвинцово-сереброносный; Ар — Аркачанский, рудно-россыпной золотоносный; Нк — Ньюэктаминский, рудно-россыпной золотосеребро-полиметаллический; Х—Э — Хобойоту-Эчийский, вольфрам-оловоносный и золотополиметаллический; Бт — Быйттахский, серебро-полиметаллический; прогнозируемые: АГ — Агденужский, серебро-полиметаллический; Дм — Демунджинский, полиметаллический; Им — Имтондинский, серебро-полиметаллический; Ун — Ундюлюнгский, медно-полиметаллический; 5 — контуры рудных полей: установленные: Кс — Кысылтасское, золотосеребро-полиметаллическое; Ч — Чочимбальское, золотополиметаллическое; прогнозируемые: Сг — Согинское, золотоносное; Хд — Хадараньинское, полиметаллическое; Вх — Верхнемолодокское, золотоносное; 6 — контуры перспективных серебро-полиметаллических площадей: Кн — Кюнкюнюрская и Б — Березкинская; 7 — контур Мангазейского золотосвинцево-сереброносного поля; 8 — оси основных (цифры в квадратах): а — синклиналей: 1 — Куслангинской, 4 — Икячанской, 6 — Оттуктахской, 9 — Мастахской, 10 — Кимпиченской, 12 — Сеймчанской, 13 — Мойтуракской, 17 — Верхнемолодокской, 19 — Сутанинской, 21 — Ергеннехской; б — антиклиналей: 2 — Этеркитской, 3 — Эмчечинской, 5 — Конийской, 7 — Демуджинской, 8 — Меретинской, 11 — Саганджинской, 14 — Орулаччинской, 15 — Имтанджинской, 16 — Кыгылтасской, 18 — Сулбалахской, 20 — Эндыбальской, 22 — Кюнкюнюрской; 9 — месторождения (а) и рудопроявления (б)

ми аргиллитовых и алевролитовых горизонтов. С другой, эти тела сформированы в период до или во время главной фазы складчатости, датируемой в пределах Верхоянского складчато-надвигового пояса концом юры—началом позднего мела [20, 22]. Это подтверждается модельными свинцовыми возрастами руд из стратифицированных тел серебряных и серебро-полиметаллических месторождений и рудопроявлений Мангазейского рудного поля [16], лежащими в диапозоне от позднего триаса до середины раннего мела. Однако поздние стадии оруденения стратифицированных рудных зон, секущие рудные тела, зоны регионального зеленосланцевого метаморфизма, поля метасоматитов березитового и аргиллизитового рядов отчетливо накладываются на позднемеловые шток и субвулканы дацит-риолитового состава с Ar^{40}/Ar^{39} возрастом 92—95 млн. лет [22].

Таким образом, длительный рифтогенный геодинамический режим, определял контрастную смену литологических фаций и формаций верхоянского терригенного комплекса, сопровождавшуюся сингенетической гидротермальной и вулканогенной активностью. Это обусловило характер процессов предрудной подготовки компетентных толщ и последующее перераспределение рудного вещества вдоль зон субслоистых срывов на границе контрастных литологических разностей пород. Структуры рудных полей и рудные тела были сформированы в современном виде в ходе смены режима растяжения на режим сжатия в раннемеловое время с формированием сопутствующих зон регионального метаморфизма и полей метасоматитов. Большинство месторождений и рудопроявлений Западно-Верхоянского сегмента складчато-надвигового пояса являются регенерированными, полихронными и полигенными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов А.П. Геохимия живого вещества. —М.: Изд-во АН СССР, 1962.
2. Гаврилов Ю.О. Нижне- и среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточного Кавказа. Сообщение 1. Седиментологические аспекты формирования отложений // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 4. С. 77—104.
3. Гаврилов Ю.О. Нижне- и среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточного Кавказа. Сообщение 2. Динамика формирования комплексов // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 5. С. 86—98.
4. Горбачев О.В., Абасов А.А., Чистякова Н.Н. Редкие земли в фосфатно-углеродистых отложениях как индикатор палеофациальных условий // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 3. С. 121—125.
5. Грамберг Н.С., Краснов С.Г., Айнемер А.И. и др. Гидротермальное сульфидное оруденение в океане // Советская геология. 1990. № 12. С. 81—91.
6. Курушин Н.И. Биофации и биоминеральное районирование триаса Сарпанг-Нельгесинского междуречья бассейна р. Яна // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 35—44.
7. Курушин Н.И., Соловьева Н.А., Малов В.А. и др. Новые данные по биостратиграфии и литологии Западного Верхоянья // Докл. АН РАН. 1996. Т. 348. № 2. С. 223—227.
8. Костин А.В., Шошин В.В., Рабандиров Ю.Т. Самородное серебро серебро-свинцовых месторождений Эндубальского рудного узла (Западное Верхоянье) // Геология и геофизика. 1992. Т. 36. С. 58—65.
9. Костин А.В., Тыллар В.И. Сингенетический пирит стратиформных свинцово-цинковых месторождений Кылахской и Каменской рудоносных площадей (Восточная Якутия) // Минералогическо-генетические аспекты магматизма и оруденения Якутии. —Якутск, 1993. С. 171—176.
10. Металлоносные осадки Красного моря. —М.: Наука, 1986.
11. Мигдисов А.А., Богданов Ю.А., Лисицин А.П. Геохимия металлоносных осадков / Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. —М.: Наука, 1979. С. 122—200.
12. Мур Г.Т., Фуллам Т.Ж. Подводные русловые системы и их потенциальные возможности для накопления нефти / Дельты, модели для изучения. —М.: Недра, 1979. С. 92—114.
13. Некрасов А.И. Проблемы стратиграфии и тектоники верхоянского комплекса // Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2002. № 2 (3). С. 26—32.
14. Некрасов А.И. Эволюция Верхоянского палеобассейна лавинной седиментации в позднем палеозое—раннем мезозое (на примере Западного Верхоянья) // Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2004. № 1(6) С. 72—84.
15. Некрасов А.И. Минералогия центральной части Западного Верхоянья // Рудогенез и металлогения Востока Азии. —Якутск, 2006. С. 116—119.
16. Некрасов А.И., Костин А.В. Золотосеребряное оруденение, как индикатор геодинамического развития восточной окраины Сибирского кратона. Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. —М.: Геос. Т. II. 2005. С. 32—36.
17. Некрасов А.И., Ганеев А.Ш. Отражение коллизийной геодинамики восточной окраины Сибири в позднемезозойских магматических событиях // Мат-лы МТК. —М.: Геос, 2006. Т. II. С. 62—67.
18. Некрасова Р.А., Некрасов И.Я. Куларит — аутигенная разновидность монацита // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 3. С. 688—694.
19. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1, 2. —М.: Изд-во АН СССР, 1962.
20. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). —М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. С. 156—198.
21. Dailly G. Some remarks on regression and transgression in deltaic sediments // Eds. C. J. Vorath. et. al. Canad. Soc. Petrol. Mem. 1975. № 4. Pp. 791—820.
22. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M. et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $^{40}Ar/^{39}Ar$ and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29. Pp. 167—170.
23. Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust // Bull. Geol. Soc. Of Amer. 1961. Vol. 72. № 2. Pp. 175—190.

Реликты неогеновой речной сети в морфоструктурах Западного Верхоянья

ЯНА АНДРЕЕВНА ШИРОКОВА (ОАО «Янгеология»; 678500, Республика Саха (Якутия), Верхоянский район, пос.Батагай, ул.Октябрьская 6; e-mail: yangeol@bat.sakha.ru)

В результате геологического доизучения площади впервые были закартированы миоценовые образования в морфоструктурах вдоль Верхоянского хребта. Реликтовые галечники различной степени сохранности установлены на высоких поверхностях, по литологическим особенностям и полученным спорово-пыльцевым спектрам разделены на толщи. Плиоценовые речные отложения представляют интерес на обнаружение древних золотоносных россыпей.

Ключевые слова: миоцен, плиоцен, реликтовые галечники, террасы, спорово-пыльцевой спектр, россыпи.

Relicts of neogen fluvial net in the morphostructures of Western Verkhoyanye

YANA ANDREEVNA SHIROKOVA

For the first time the miocen formations have been mapped in the morphostructures along the Verkhoyansk range as a result of geological finish studying of the territory. The relict pebbles of the various degree of preservation are found on high surfaces, are divided into thicknesses on lithological features and the received spore-pollen spectrum. Pliocen fluvial deposits are of interest on detection of ancient gold-bearing looses.

Key words: miocen, pliocen, relict pebbles, terraces, spore-pollen spectrum, looses.

В процессе подготовки ко второму изданию комплектов Госгеолкарты-200, в котором карта четвертичных отложений стала самостоятельной, возникла необходимость более подробно рассматривать проблемы, связанные с картированием кайнозойских образований. На большинстве карт первого издания, составленных на центральную часть Верхоянского хребта, все рыхлые отложения отнесены преимущественно к четвертичным, представленным стандартным набором генотипов: ледниковые и водноледниковые, аллювиальные, делювиальные, озерноболотные. При этом более древние кайнозойские образования вообще не картировались. Хотя на некоторых высоких террасах еще при поисках россыпей были установлены древние речные отложения, но возраст их не определялся.

Впервые плиоценовые аллювиальные образования выявлены Л.И.Сметанниковой на водораздельных поверхностях Аркачанского плато (устное сообщение), что позднее нашло свое отражение в Легенде к Верхоянской серии листов ГК-200 второго издания [7].

В ходе геологического доизучения и подготовки листов Верхоянской серии (Q-52-XV, XVI, XXI, XXII, XXIII, XXIV) неогеновые отложения были закартированы впервые. Они установлены не только на высоких террасах, но и на выровненных поверхностях водоразделов и перевальных седловинах, где фрагментами сохранились галечники, интерпретировавшиеся ранее как водноледниковые. Полученные спектры как из этих отложений, так и из аналогичных по всей площади листов датируются как неогеновые. Положение реликтовых галечников в различных элементах рельефа предопределено их приуроченностью к различным морфоструктурам района (рис. 1).

В целом такие отложения трудно картировать ввиду их плохой сохранности и ограниченности распространения, что связано с особенностями рельефообразования данной территории.

Исследуемая территория расположена вблизи водораздела рек Лена и Яна — на северо-восточном крыле неотектонического поднятия Верхоянской области и в морфоструктурном плане принадлежит Верхоянскому сводовому поднятию и переходной зоне между ним и Яно-Оймяконским нагорьем — Бытантай-Дулгалахскому пьедесталу Верхояно-Чукотской горной страны [1]. В целом для территории характерно несколько осложненное после среднеплейстоценовыми эрозионными врезами ступенчатое строение, выразившееся в смене в восточном направлении высокогорного глубоко расчлененного рельефа среднегорным и низкогорным средней и слабой расчлененности (см. рис. 1). В этом же направлении увеличивается сохранность и распространение реликтов древней поверхности выравнивания и неогеновой речной сети. Наиболее крупными фрагментами региональной поверхности выравнивания несомненно являются Аркачанское и Мархаттахское плато.

Неогеновые образования, выделенные на территории данных листов по генетическим, литологическим особенностям, результатам палинологического анализа разделены на толщи, принадлежащие миоцену и плиоцену.

На территории всех изучаемых листов закартированы хорошо окатанные аллювиальные галечники, гравийники и пески фрагментов древней речной сети плиоценового возраста, которые отнесены к *аркачанской толще*. Отложения отмечены в сквозных

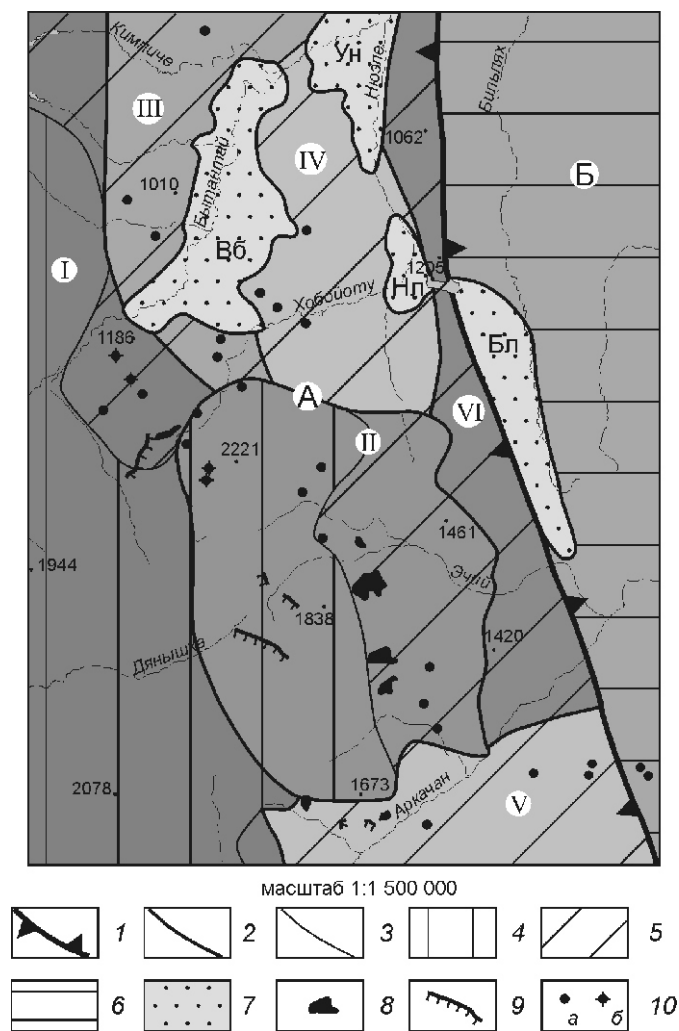


Рис. 1. Морфоструктурная схема Западного Верхоянья с реликтами неогеновых отложений (масштаб 1:1 500 000):

границы: 1 — морфоструктур первого (А — Верхоянское сводовое поднятие, Б — Бытантай-Дулгалахский пьедестал—переходная область) и 2 — второго порядка (I — Центральное сводовое поднятие, II — Хобойоту-Эчийское сводово-глыбовое поднятие, III — Кимпиченская ступень, IV — Мархаттахское плато, V — Аркачанское плато, VI — Кюнкюнюрское линейно-блоковое поднятие), 3 — геоморфологические; рельеф: 4 — высокогорный, 5 — среднегорный и 6 — низкогорный; 7 — кайнозойские впадины (Ун — Усть-Нюэлинская, Вб — Верхнебытантайская, Нл — Нюэлинская, Бл — Билляхская); реликты неогеновых отложений: 8 — на выровненных поверхностях, 9 — высоких террасах и 10 — выражающиеся в масштабе карты (а — плиоценовые, б — миоценовые)

(отмерших) долинах, на высоких террасах и выровненных поверхностях с отметками 1000—1300 м бассейнов рек Аркачан, Нюектаме, Хобойоту, Мархаттах, Куранах, Чечим-Бал, а также в верховьях Серинджях, Дянышки, Тарыннах и Сомолкон.

Отложения представлены уплощенной галькой хорошей и средней окатанности (30—40%), гравием (25—40%), песком (5—10%), алевритом (1—5%) и глиной (3%). Максимальная мощность отложений 12 м определена при шурфовочных работах по изучению золотоносных россыпей [4]. На высокой (60 м) смешанной террасе р.Чечим-Бал вскрыты хорошо окатанные мелкогалечные отложения с песчаным и глинистым наполнителями.

Для спорово-пыльцевых комплексов галечников значительная доля приходится на пыльцу древесно-кустарниковых растений (36—80%). Древесно-кустарниковая группа состоит из пыльцы хвойных и мелколиственных пород.

Хвойные представлены в основном пыльцой сосен, содержащих в спектрах 5—10 разновидностей: 2—3 морфотипа *Pinus* subgen *Haploxylon* (*Pinus* sect. *Cembrae*, *P. pumila* (Pall.) Rgl., *P.* sect. *Strobus*); до трех морфотипов *Pinus* subgen *Diploxylon* (*Pinus* sect. *Banksia*, *P. silvestris*, *P.* sp.). Постоянно отмечается пыльца двух видов лиственницы — *Larix* cf. *sibirica* и *L.* cf. *dahurica* (по 1—2%) и 2—3 вида елей (*Picea* sect. *Omorica*, *P.* sect. *Eupicea*, *P. obovata* Ldb.).

Мелколиственная часть спектров чаще всего представлена пыльцой березовых кустарников (*Alnaster* — 7,5—20%, *Betula middendorffii*, *B. fruticosa*, *B. exilis*, *B.* мелкая). Отмечается также пыльца крупных берез (*Betula* sect. *Costatae*, *B.* sect. *Albae*, *B.* (крупная), в некоторых спектрах достигающая 48%, древовидной ольхи (*Alnus*) — до 10%. Также отмечены единичные зерна лещины (*Corylus*), граба (*Carpinus*), ореха (*Juglans*) и восковницы (*Myrica*).

Довольно разнообразный состав недревесной группы, занимающей в сумме 14—23%, состоит из 12—14 таксонов. В состав ее входят как однозначно лесные роды: грушанковые (*Pirolaceae*), багульник (*Ledum*), вороний глаз (*Paris*), двулепестник альпийский (*Circaea alpina*), орхидные (*Orchidaceae*) и другие, так и растения тундровых открытых местообитаний — *Claytonia acutifolia* Pall. et Willd., *C. sarmentosa* C.A. Mey., *Saxifragaceae*, *Artemisia*, *Cyperaceae*, *Gramineae* и др.

Споровая группа в спектрах составляет 12—50% и содержит экологически разные роды: лесные виды плаунов — *Lycopodium clavatum* L., *L. complanatum* L. и сфагнумов — *Sphagnum wulfianum* Grig., а также альпийские и скальные роды — *Selaginella sibirica*, *Lycopodium* sect. *Selago*, некоторые *Polypodiaceae*, а также род *Meesia* (до 18—20%) из порядка зеленомошниковых, тяготеющий к влажным лесным местообитаниям.

Описанный лесной палинокомплекс характерен [2] для раннеплиоценовых отложений Верхоянья.

На территории листа Q-52-XV, XVI закартированы [5] более древние аллювиальные отложения фрагментов древней речной сети: с абсолютными отметками 1200—1300 м в верхнем течении Бытантая

(междуречье Кураных—Орулачча, в районе озер Кулем—Кюеле) и 1800—1900 м — в юго-западной части Хобойоту-Эчийского массива. Миоценовые отложения объединены в орулаччанскую и согинскую толщи.

Согинская толща (N_{1sg}) закартирована на поверхности Хобойоту-Эчийского гранитного массива (1800—1900 м), где на седловинах и выровненных поверхностях среди грубообломочного элювия отмечаются реликты озерно-аллювиальных отложений в виде отдельных бугров. В закопашках вскрыты желтые супеси с редкой галькой гранитоидов и прослойками серой глины. Видимая мощность отложений составляет 0,5—0,6 м.

Палинологические спектры характеризуются господствующим положением пыльцы древесно-кустарниковых растений, составляющих 50—67% от спектров. В спектрах (чаще по 1%) отмечается пыльца темнохвойных — пихта (*Abies* sp.), 3—4 вида елей (*Picea* sect. *Eupicea*, *P. obovata* Ldb., *P. sect. Omorica*), встречается пыльца *Pseudolarix*, *Tsuga canadensis*. Постоянны (в количестве около 1%) находки пыльцы двух видов лиственницы — *Larix* cf. *sibirica* и *L. cf. dahurica*. Число морфологических разновидностей пыльцы сосен достигает 10—12 типов в каждой пробе, занимающих 12—17% от спектров: *Pinus* s/g *Haploxyton*, *P. sect. Cembrae*, *P. cf. sibirica*, *P. cf. koraiensis*, *P. pumila*, *P. sect. Strobilus*, *P. s/g Diploxyton*, *P. sect. Pitys*, *P. silvestris*, *P. cf. nigra* (оч. мелкая), *P. sect. Banksia*, *P. sp.* Очевидно, что подобный таксономический состав хвойных, сопоставим с дальневосточными и в какой то степени (по присутствию *Tsuga canadensis*) с североамериканскими хвойными лесами. Он свидетельствует о неогеновой приуроченности слоев, вмещающих данный палинокомплекс.

В мелколиственной части древесно-кустарниковой группы пыльцы наряду с преобладающей пыльцой березовых кустарников (*Alnaster* 17—27%, *Betula middendorffii* 7—9%, *B. fruticosa* 2—3%), постоянно и в заметном количестве (3—9%) отмечается пыльца крупностовольных берез: *Betula* sect. *Costatae*, *B. sect. Albae*, *B. sp.* (крупная), а также пыльца древовидной ольхи (*Alnus*).

Стабильно в количестве 1—3% содержится в спектрах пыльца лещины (*Corylus*), граба (*Carpinus*), восковницы (*Myrica*).

Достаточно богатая в таксономическом отношении недревесная группа занимает в спектрах 15—26%. Немногим чаще других (до 5%) отмечается пыльца верескоцветных (*Ericales*), полыней (*Artemisia*), осок (*Superaceae*), остальное разнотравье содержится в спектрах в единичном количестве.

Споры, составляющие чаще 15%, реже 34% от спектров, представлены в основном лесными видами плаунов двух основных секций: 1) *Clavata*, это — *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. annotinum*, а

также секции 2) *Selago* — *L. selago*, *L. serratum*, *L. chinense*. К лесным же видам относятся, вероятно, крупные бобовидные споры из семейства кочедыжниковых папоротников (*Polypodiaceae*).

Таким образом, богатейший таксономический набор пыльцы хвойных, в т.ч. таких древних родов как *Pseudolarix*, *Tsuga canadensis*; присутствие пыльцы термофильных пород *Corylus*, *Carpinus*, *Myrica*; богатая по таксономическому набору недревесная группа; обилие экзотических для территории Верхоянья лесных видов плаунов, перечисленных выше, все это, по мнению палинолога Л.П.Жариковой [5], позволяет датировать эти палиноспектры и вмещающие их отложения поздним миоценом.

Отложения **орудлаччанской толщи** на уровне 1200—1300 м представлены серыми супесями с гравием и мелкой галькой местных пород (алевролитов и песчаников), содержание гальки достигает 25%. По данным шурфовочных работ их максимальная мощность составляет 1 м.

В палинологических спектрах, выделенных из серых супесей с галькой, значительно преобладает пыльца древесно-кустарниковой группы (65,2—76,5%), а в ней пыльца покрытосеменных (58—87,4%) над пыльцой голосеменных (3,9—4,5%). Доминирует в спектре пыльца семейства *Betulaceae*, которая представлена пыльцой кустарниковой и древовидной березы (8,1—13,7%), ольхи и ольховника (7,9—15,1%). Заметное место принадлежит широколиственным породам (21,5—30,7%). Они представлены пыльцой лещины (*Corylus* 6,6—11,1%), граба (*Carpinus* 3,1—9,1%), семейства *Yuglandaceae* — гикорь (*Carya* 0,9—1,4%), орех (*Juglans*, до 1%), лапина (*Pterocarya* до 0,2%) и семейства *Castanea* (буковых до 0,2%). Хвойных мало: различные сосны (*Pinus Haploxyton*, *Pinus Diploxyton*, *P. sp.* 1—1,7%), *Picea* (0,3—1,1%) и *Taxodiaceae* (до 1,1%).

Среди трав и кустарничков (17,1—19%) преобладают верескоцветные (*Ericales* до 3,5%). Встречаются злаковые, гвоздичные, розоцветные, маревые, крестоцветные, кипрейные, гречишные.

Группа спор составляет 6,4—25,8%. Она представлена папоротниками (0,1—4,6%), реже плаунами (до 1,3%), плаунком сибирским (до 0,9%) и сфагновым мхом.

Во многих спектрах содержится большое количество переотложенных мезозойских форм и лигнитовая крошка. В современном представлении такие спектры являются более древними и относятся к раннему миоцену.

Севернее листов, подготовленных ко второму изданию, на территории листа Q-52-X, где ОАО «Янгелология» проводит поисково-оценочные работы на Кимпиче-Берелехском рудном поле, в процессе наземных маршрутов на седловинах и высокой террасе были встречены галечники хорошей окатанности с супесчаным заполнителем мощностью 1 м. Отоб-

75-летие Александра Николаевича Барышева

Александру Николаевичу Барышеву — старшему научному сотруднику ЦНИГРИ, доктору геолого-минералогических наук, Почетному разведчику недр, академику Российской академии естественных наук (РАЕН) 7 декабря 2010 г. исполнилось 75 лет.

Александр Николаевич после окончания Московского института цветных металлов и золота, где он получил диплом с отличием горного инженера геолога по специальности «Геология и разведка месторождений редких и радиоактивных руд», с мая 1959 г. начал работать в ЦНИГРИ.

А.Н.Барышев первые 25 лет работы в ЦНИГРИ посвятил колчеданным месторождениям Кавказа, Чингиза, Рудного Алтая, Гиссара, Урала. Результаты исследований геологических и палеовулканических структур рудных полей на основе картирования масштаба 1: 10 000, условий локализации, морфологии и генезиса рудных тел вошли в тематические отчеты и суммированы в диссертациях кандидатской «Основные черты структуры Худесского рудного поля» (1965) и докторской «Строение и условия формирования колчеданосных систем вулканогенных геосинклиналей» (1983).

А.Н.Барышев один из первых в нашей стране показал теснейшую пространственно-временную связь колчеданных рудных тел с кремнекислыми экструзивами и приэкструзивными структурами — краевыми синклиналями, депрессиями (на примерах месторождений Худес, Николаевское, Ново-Золотушинское, Южный Карасан). Обобщение материалов по палеовулканическим структурам рудных полей, позиции и зональности месторождений послужило основанием для создания концепции о вулканогенно-рудных узлах как надочаговых рудно-магматических системах. Рудные поля в них представляют фрагменты этих закономерно построенных систем. Узлы имеют тенденцию периодически повторяться в пространстве через расстояние кратное 30 км. Позже было показано, что концепция применима к очаговому (плутоническим) магматогенно-рудным системам (узлам).

В последние 25 лет Александр Николаевич уделяет большое внимание региональным и глобальным металлогеническим и прогнозным исследованиям на основе структурно-формационного, тектонического, геодинамического анализа. С использованием геологических карт и карт полезных ископаемых масштаба 1:500 000 Кубы, Урала им были составлены металлогенические карты на структурно-формационной основе.

Большой опыт, полученный при составлении геологических и металлогенических карт разного масштаба, их анализа с позиций теоретической и экспериментальной тектонофизики привели А.Н.Барышева к разработке концепции о периодических геодинамических и металлогенических системах, которая представляет собой новое научное направление в тектонике и металлогении. В основе лежит теоретическое положение о реализации подъема глубинных масс Земли в поле силы тяжести по волновому закону. Длина волн зависит от мощности и вязкости всплывающих масс. Нагретые на глубине породы, всплывая в области меньших давлений, последовательно снижают свою вязкость, вплоть до вязкости расплава, формируя магматические очаги. На основе этого разработана общая модель связи геодинамики и металлогении, начиная от неоднородностей в ядре Земли, определяющих позицию глобальных металлогенических провинций, и кончая магматогенной тектоникой, определяющей позицию месторождений.

А.Н.Барышеву принадлежат новые разработки в тектонике. Им показано, что ячеистые поднятия мантии и коры, а не движение литосферных плит, играют определяющую роль в образовании зон субдукции, обдукции и извлечении вверх субдуцированных масс. Это извлечение, сопровождаемое плавлением, приводит к развитию магматических дуг (островных и окраинно-континентальных) с характерными вулканоплутоническими ассоциациями и рудными месторождениями.

Предсказанными теоретически и потом подтвержденными на конкретных примерах явились периодически повторяющиеся че-



рез шаг около 300 км территории, названные суперрайонами. Они концентрируют наиболее крупные и многочисленные месторождения цветных металлов и золота (Урал), алмазов (Сибирь, север Европы). Эти разработки вошли в монографию «Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие» (1999).

На основе составления тектонической карты Средиземноморья масштаба 1: 5 000 000 А.Н.Барышев впервые показал, что формирование глубоководных бассейнов, лишенных гранитного слоя, имеющих мощный осадочный слой, низкий тепловой поток (например, Черное море), является результатом сначала деструкции сиали над ячеистым поднятием мантии, а потом опускания на периферии другого мантийного поднятия в фанерозойской истории развития Тетиса. Это отражено в монографии «Геоструктуры и минерогения Средиземноморья» (2005).

Наряду с научными исследованиями А.Н.Барышев активно участвует в методическом сопровождении геологоразведочных работ.

Александр Николаевич Барышев автор почти 200 научных трудов, из них 150 опубликованных, среди которых более 100 без соавторов. Он достойно представлял российскую геологическую науку за рубежом, работая в Болгарии и на Кубе. Вел и ведет большую научно-общественную работу: в качестве ученого секретаря международного семинара специалистов стран-участниц СЭВ, ученого секретаря и члена диссертационного совета ЦНИГРИ, члена редколлегии журнала «Отечественная геология».

А.Н.Барышев награжден медалями «850-летие Москвы», «Ветеран труда», знаками и грамотами «300 лет геологической службы России», «Почетный член Российской геологической обществу», «65 лет Победы в Великой Отечественной войне 1941—1945 гг.» и др.

Поздравляем Александра Николаевича с юбилеем, желаем здоровья и успехов в его научной деятельности.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

75-летие Виктора Ивановича Старостина

Виктору Ивановичу Старостину — профессору, заведующему кафедрой геологии и геохимии Московского государственного университета им.М.В.Ломоносова, научному руководителю межкафедральной лаборатории экономической геологии и геоинформатики 3 декабря 2010 г. исполнилось 75 лет.

После окончания с отличием Новочеркасского геолого-разведочного техникума и службы на Северном флоте, В.И.Старостин поступил на геологический факультет Московского государственного университета им.М.В.Ломоносова. С этого времени вся его деятельность связана с геологическим факультетом, где он защитил сначала кандидатскую (1965), а затем и докторскую (1977) диссертации.

Виктор Иванович Старостин — председатель секции наук о Земле, член президиума, академик Российской Академии естественных наук (РАЕН) с 1995 г., академик Международной академии наук высшей школы (МАН ВШ) с 1997 г., заслуженный деятель науки Российской Федерации (1996), главный редактор «Смирновского сборника (научно-литературного альманаха)» с 1994 г. и журнала «Известия секции наук о Земле РАЕН» (1998), заместитель главного редактора нового англоязычного журнала «Геосайнс фронтьерс» (Китай, 2010), член редколлегии журналов: «Геология рудных месторождений» (1978—1990), «Вестник Московского университета. Серия геология» (1989), «Руды и металлы» (1992), «Отечественная геология» (1993), «Геофрактус Контрибьюшенс» (Греция, 1995), «Еърз сайнс фронтьерс» (Китай, 2003).

Область научных интересов Виктора Ивановича: геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, металлогения; структуры рудных полей и месторождений; тектонофизический и структурно-петрофизический анализ в рудной геологии и геоэкологии. Им созданы структурно-петрофизический метод выявления палеотектонических полей напряжения на последовательных этапах развития геологических структур и определения роли физико-механических свойств пород в рудообразовании, структурообразовании и геоэкологии.

В.И.Старостин разработал геодинамическую систематику геологических структур; выдвинул деформационно-скоростной способ формирования рудоконтролирующих структурных парагенезисов. Совместно с Б.А.Соколовым была обоснована новая научная концепция образования рудных и нефтегазовых месторождений. Сущность этой концепции заключается в том, что формирование месторождений происходит по одним и тем же общим законам саморазвития земной коры. Универсальным фактором, создающим условия перевода различных минеральных элементов из рассеянного состояния в породах в концентрированное в виде скоплений полезных ископаемых, служат флюидодинамические системы. Они представляют собой потоки флюидов, перемещающиеся в земной коре под воздействием градиентов давления и температур, обладающие определенными физико-химическими свойствами и осуществляющие функции выщелачивания, тепломассопереноса и отложения минеральных компонентов.

В.И.Старостин — председатель Общественного фонда имени академика В.И.Смирнова при МГУ (1993), лауреат Ломоносовской премии 1 степени (1999). В Московском государственном университете читает курсы лекций: «Геология полезных ископаемых», «Металлогения», «Структур-



но-петрофизический анализ», «Введение в специальность», является руководителем методологического семинара «Проблемы геологии месторождений полезных ископаемых». Наряду с научной и педагогической деятельностью В.И.Старостин продолжает проводить активные полевые геологические работы, посещая отечественные и зарубежные месторождения полезных ископаемых и оказывая консультативную помощь в их изучении местным геологам.

Среди учеников и последователей В.И.Старостина 27 кандидатов и 2 доктора наук; он опубликовал более 300 научных и учебно-методических работ, в т.ч. 10 учебников и учебных пособий, 9 монографий. Труды В.И.Старостина пользуются заслуженным вниманием как отечественной, так и зарубежной геологической общественности. Его деятельность на посту председателя секции РАЕН и руководителя фонда В.И.Смирнова, ежегодно проводящего авторитетные «Смирновские научные чтения», высоко оценивается геологами нашей страны и способствует росту престижа, как геологических наук, так и геологических специальностей. В 2010 г. Фондом под председательством В.И.Старостина была проведена Международная научная конференция, посвященная 100-летию со дня рождения академика В.И.Смирнова «Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении».

Виктор Иванович Старостин имеет звание «Почетный разведчик недр», награжден знаком «За заслуги в разведке недр», памятным знаком «300 лет горно-геологической службе России», государственным Орденом Дружбы.

Поздравляем Виктора Ивановича с юбилеем. Желаем ему крепкого здоровья и успехов в научной педагогической деятельности.

*Ученый совет геологического факультета МГУ
Секция наук о Земле РАЕН
Редколлегия журнала*