

ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



8/1994

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ)

ДОРОГИЕ ДРУЗЬЯ, ГЕОЛОГИ РОССИИ И СТРАН СНГ!

В этом номере журнала «Отечественная геология», мы хотели показать, что якутские геологи стараются в лучших традициях отечественной геологии сохранить широкий комплексный подход к изучению геологического строения и минерально-сырьевых ресурсов территории Республики Саха (Якутия). Большинство статей написаны специалистами - производителями горно-геологических предприятий и экспедиций - по исследованиям последних лет. Они отражают как достоинства, так и недостатки проводимых нами работ. Надеемся, что первых больше и все статьи будут интересны нашим коллегам, с которыми нас разделяют, к сожалению, новые государственные границы и экономические барьеры.

Надеемся, что хорошая инициатива журнала «Отечественная геология» предоставлять свои страницы регионам будет поддержана и мы узнаем много интересного о ваших геологических достижениях.

Председатель
Государственного комитета
Республики Саха (Якутия)
по геологии и недропользованию

П. Р. Шишигин

Уважаемые читатели!

В данном и последующем номерах нашего журнала публикуется серия статей, представленных геологами Республики Саха (Якутия) по инициативе республиканского геологического комитета.

Редколлегия

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

Комитет по геологии
и использованию недр РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов
Геолбанк

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: Э. К. Буренков, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. В. Дурандин, А. Н. Еремеев, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Н. В. Милетенко, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин (зам. главного редактора), Е. И. Семенов, В. В. Семенович, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк

Ю. И. Бакулин, А. Н. Барышев, Г. Р. Бекжанов, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, Е. Н. Исаев, М. М. Константинов, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. А. Нарсеев, В. А. Петров, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, В. И. Старостин, В. С. Сурков, В. П. Федорчук

МОСКВА

Шишигин П.Р., Ян-жин-шин В.А., Ситников В.С., Иванов Г.С., Ковалев Л.Н., Кошляк В.С., Наумов Г.Г. Минерально-сырьевые ресурсы — основа развития экономики Республики Саха (Якутия)	3	Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г. Верхоянский складчатый пояс — ключевой регион для решения проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири	42
Коккин А.В. Минеральные типы золоторудных месторождений Юго-Восточной Якутии	10	Орлов Ю.С., Трунилина В.А. Принципы систематики магматических образований	47
Филимонов Ю.А., Сулейманов А.М. Структурный контроль серебряного оруденения в Верхне-Тарынском рудном узле	17	Кокшарский М.Г. Геолого-геохимические основы прогнозирования золото-сурьмяных месторождений Восточной Якутии	51
Ян-жин-шин В.А., Урзов А.С., Гриненко В.С., Бирюлькин Г.В., Сластенов Ю.Л., Спектор В.Б., Камалетдинов В.А., Прокопьев В.С. Новый этап картографирования территории Якутии	25	Мусалитин Л.А. Опыт составления Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 новой серии	56
Шкодзинский В.С., Габышев В.Д. Происхождение и корреляция докембрийских комплексов — модель эволюции глобального магматического океана (на примере Алданского щита)	28	Орлов А.Н. Рудоносные комплексы пород субстрата и кор выветривания Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов	63
Мишин В.М. Гомологи структур океанического дна в литосфере алмазоносной провинции (Западная Якутия)	35	Воробьев К.А., Курбатов А.В. Новые данные по стратиграфии венд-нижекембрийских отложений Центрального Алдана	69
		60-летие Исаака Минаевича Фрумкина	75

Редакция: Р.В.Добровольская, Л.Д.Овчинникова, Г.В.Вавилова, М.В.Розачева

Сдано в набор 20.08.94. Подписано в печать 25.10.94. Формат 185×270. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315 — 28 — 47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием

Минерально-сырьевые ресурсы — основа развития экономики Республики Саха (Якутия)

П.Р.ШИШИГИН, В.А.ЯН-ЖИН-ШИН, В.С.СИТНИКОВ, Г.С.ИВАНОВ, Л.Н.КОВАЛЕВ,
В.С.КОШЛЯК, Г.Г.НАУМОВ

Республика Саха (Якутия), занимая территорию в 3,1 млн км², является наиболее крупным по площади и одним из самых богатых по минерально-сырьевым ресурсам субъектом Российской Федерации.

Геологическое строение территории Якутии сложное и определяется ее приуроченностью к области сопряжения одного из древнейших блоков континентальной земной коры (Сибирской платформы) и трех активных до настоящего времени планетарных подвижных поясов (Урало-Монгольского, Тихоокеанского и Циркумполярного) (Геология Якутской АССР. М., 1981). Западная половина Якутии почти целиком занята докембрийской Сибирской платформой, восточная — горноскладчатыми сооружениями Тихоокеанского пояса. Протяженная полоса северного побережья республики относится к Северо-Атлантической окраине, а к Урало-Монгольскому поясу — фрагмент Байкало-Патомской горноскладчатой области. Сложность геологического строения, разнообразие геологических обстановок обусловили широкий спектр полезных ископаемых, отличающихся по возрасту, промышленным и генетическим типам.

В настоящее время в республике ведется добыча относительно ограниченного перечня полезных ископаемых, но в достаточно больших масштабах. Якутия занимает первое место в России по добыче алмазов, золота, сурьмы и олова. Интенсивно ведется отработка месторождений газа и угля. При этом имеющиеся резервы разведанных запасов и прогнозных ресурсов таковы, что создают предпосылки как для возможного в последующем увеличения объемов добычи традиционных, так и для организации добычи новых для республики видов полезных ископаемых. К перспективным полезным ископаемым относятся ниобий, редкие земли, железо, свинец, цинк, апатиты, графит, цветные камни и др. Особо следует отметить наличие вдоль морского побережья Якутии протяженной шельфовой зоны, пока что весьма слабо изученной в минерагеническом отношении. Сейчас в ней известны крупные оловоносные россыпи и возможно обнаружение других полезных ископаемых, в т.ч. углеводородов.

Ведущее место в горной промышленности республики занимает алмазодобывающая,

начало которой было положено открытиями алмазных месторождений в 50-х годах текущего столетия. Главные алмазоносные районы расположены в западной части Якутии, выделяющейся как Якутская алмазоносная провинция площадью около 900 км². По геолого-экономическим особенностям Якутская алмазоносная провинция подразделяется на девять алмазоносных районов: Мало-Ботуобинский, Далдыно-Алакитский, Средне-Мархинский, Муна-Тюнгский, Моркокинский и Чона-Мурбайский в ее южной части, Анабарский, Приленский и Оленекский — в северной.

Среди алмазных месторождений Якутии известны как коренные, так и россыпные. Коренные месторождения представлены кимберлитовыми трубками разнообразной в плане формы, размером в поперечнике от первых сотен метров до 1 км и более. Известно более 800 кимберлитовых трубок, однако лишь около 150 из них содержат алмазы, в т.ч. 13 — с промышленными концентрациями. Среди россыпных месторождений преобладают аллювиальные, реже встречаются аллювиально-делювиальные и делювиальные. Существуют определенные предпосылки обнаружения на территории Якутии коренных месторождений алмазов не-кимберлитовой природы.

По масштабам алмазоносности Якутская провинция крупнейшая в России, на ее долю приходится более 90 % балансовых запасов и более 95 % добычи алмазов. В целом алмазы характеризуются достаточно высоким качеством и по этому показателю не уступают алмазам многих известных месторождений мира. По уровню содержаний и запасам алмазов многие якутские месторождения (особенно такие крупные, как трубки Удачная, Мир, Айхал, Интернациональная, Юбилейная, россыпь Эбелях) находятся в первой десятке крупнейших месторождений мира.

Якутия, занимая ведущее место в России по золотодобыче и как сырьевая база золота, имеет также благоприятные геологические предпосылки для создания сырьевой базы серебродобывающей промышленности. В небольших объемах в республике ведется добыча платины из россыпей.

Золото широко распространено на всей территории Якутии, однако промышленная

золотоносность сконцентрирована в ее восточной и южной частях, в основном в бассейнах рек Индигирка, Яна и Алдан. Ведущий геолого-промышленный тип месторождений золота — разнообразные россыпи аллювиального класса, отрабатываемые преимущественно открытым раздельным, подземным и дражным способами, реже гидравлическим. Из числящихся на балансе около 600 россыпей золота, от мелких до крупных по масштабам, разрабатываются 170, что обеспечивает ежегодно 70—75 % объемов золотодобычи республики. В связи с дестабилизацией экономики рентабельность добычи золота из россыпей ежегодно снижается, однако прогнозный потенциал россыпей еще значительный и количественно соизмерим с объемом разведанных запасов.

В качестве замены истощающихся низко-рентабельных россыпей для развития золотодобычи рассматриваются коренные месторождения, составляющие около 55 % от общего объема разведанных запасов, но обеспечивающие в настоящее время лишь 25—30 % ежегодной золотодобычи. Осваиваемыми типами золоторудных месторождений являются: крупные минерализованные зоны дробления в терригенных толщах с упорным золото-мышьяковистым оруденением (Нежданинское, Кючус); жильные тела согласного и секущего типов с легкообогатимыми золото-кварцевыми (Бадран, Дуэт, Оночалах и др.) и золото-сурьмяными (Сарылах, Сентачан) рудами; карстовые тела, сложенные окисленными рудами первично золото-карбонат-полевошпат-сульфидных руд (Куранахское); залежи частично окисленных золото-карбонат-сульфидных руд (Лебединое); залежи вкрапленных золото-сульфидных руд в щелочных мезозойских массивах (Рябиновое).

Кроме того, на территории республики имеются предпосылки для выявления других геолого-промышленных типов золоторудных месторождений (древних золотоносных конгломератов, объектов «зеленокаменных докембрийских поясов», невадийского, золото-серебряного и др.), известных в сопредельных регионах, дальнем и ближнем зарубежье. Прогнозный потенциал Якутии по рудному золоту в осваиваемых геолого-промышленных типах месторождений вдвое превышает разведанные запасы и может быть существенно расширен за счет новых типов месторождений.

Истощение россыпей и ухудшение экономических условий их освоения, с одной стороны, наличие крупных разведанных запасов и высокая прогнозная оценка региона по рудному золоту, с другой, служат осно-

ванием для переориентировки геологоразведочных работ и золотодобычи на рудное направление. Важными практическими шагами в развитии золотодобычи могут быть широкое вовлечение в освоение крупных Нежданинского и Кючусского месторождений с труднообогатимыми золото-мышьяковистыми рудами, совершенствование технологии переработки руд (в т.ч. внедрение кучного выщелачивания) при освоении других месторождений, а также поиски, разведка и освоение богатых месторождений традиционных и новых геолого-промышленных типов.

В прошедшие годы добыча серебра в Якутии осуществлялась попутно из руд и концентратов месторождений золота. В последнее десятилетие открытия якутских геологов позволяют оценивать восточную часть республики в качестве крупной сереброносной провинции. Здесь выявлен и изучен ряд объектов с серебро-полиметаллическим (Прогноз, Верхне-Менкеченское, Мангазейское и другие месторождения) и собственно серебряным (Купольное, Хатыское и др.) типами оруденения, из которых месторождение Прогноз уже сейчас может рассматриваться как крупный богатый объект для разведки и последующего освоения. Прогнозный потенциал Якутии по серебру довольно крупный, что свидетельствует о высоких перспективах выявления новых богатых месторождений серебра.

Платина распространена в западной и южной частях Якутии, однако в промышленных концентрациях и масштабах она установлена в единственном россыпном месторождении Инагли (Центральный Алдан), которое осваивается с 1992 г. Изученность территории на платину слабая, в силу чего прогнозная оценка на это полезное ископаемое невысокая и со временем может претерпеть изменения.

Все выявленные к настоящему времени промышленные месторождения и проявления железных руд расположены на юге Якутии в пределах Алданского щита. По территориально-геологическим признакам они сгруппированы в девять железорудных районов, составляющих в совокупности Алданскую железорудную провинцию. Лучше других изучены Южно-Алданский и Чаро-Токкинский районы, т.к. на их территории выполнены значительные объемы поисковых и разведочных работ до детальной разведки включительно, а запасы по некоторым месторождениям были утверждены ГКЗ СССР.

Южно-Алданский район характеризуется весьма благоприятным для промышленного

Район	Балансовые запасы			Прогнозные ресурсы		
	A + B + C ₁	C ₂	Всего	P ₁	P ₂	P ₃
Южно-Алданский	1452	365	1730	1730	—	—
Чаро-Токкинский Ималыкская группа	2064	1867	3800	770	1530	1500
Всего	3516	2232	5530	2500	1530	1500

освоения географо-экономическим положением. Его основные месторождения — Таежное и Десовское — находятся соответственно в 4 и 45 км от северной ветки БАМ и в 100—130 км от подготовленных к промышленному освоению месторождений коксующихся углей. Руды района по генезису скарновые, комплексные. Они содержат примеси цветных металлов, концентрации которых при современных методах обогащения нельзя признать промышленными. Из вредных компонентов в них присутствует сера.

Запасы руды Таежного месторождения утверждены ГКЗ СССР в количестве 962,4 млн т по категории В + C₁ и 292,6 млн т по категории C₂. Из общего количества запасов 320,2 млн т категории В + C₁ могут быть отработаны открытым способом. Среднее содержание железа 39,8 %. Руда легкообогатима по основному компоненту. При флотационно-магнитном обогащении получен концентрат с содержанием железа 67,6 % при выходе 47,1 % и извлечении 82,7 %. Содержание серы в концентрате 1,6 %, оксида магния 2,88 %. Отдельные рудные тела на месторождении содержат соединения бора, выделяющиеся в процессе обогащения в кондиционный концентрат.

Запасы Десовского месторождения для открытой отработки составляют по категории В + C₁ 400,7 млн т со средним содержанием общего железа 26,7 %. Руда легкообогатима: по технологической схеме, включающей сухую и мокрую магнитную сепарацию, получен концентрат с содержанием железа 66,7 % при выходе 29,6 % и извлечении 75,6 %. Содержание в концентрате серы 1,3 %, оксида магния 2,7 %.

Чаро-Токкинский район находится на границе Якутии и Читинской области. Часть месторождений (Чарская группа) расположена в Читинской области, месторождения Ималыкской группы — на территории Якутии в 110—150 км к северу от железнодорожной станции Хани. В составе Ималыкской группы три балансовых месторождения: детально разведанное Тарыннахское, предварительно разведанное Горкитское и опосредованное Ималыкское. Месторождения по их геологической позиции и веществ-

венному составу руд однотипны с основными месторождениями Криворожского бассейна и Курской магнитной аномалии. Руды — легкообогатимые магнетитовые кварциты без вредных примесей. Способом сухой и мокрой магнитной сепарации обеспечивается получение концентрата с содержанием железа 68,5% при выходе его 31,2 % и извлечении железа 74,7 %. Концентрат легко обогащается до суперконцентрата, который может использоваться в порошковой и электрометаллургии. К промышленному освоению подготовлено Тарыннахское месторождение с утвержденными ГКЗ СССР запасами по категории В + C₁ 1093,5 млн т для открытой добычи.

Сведения о балансовых (апробированных ГКЗ СССР) запасах и прогнозных (принятых МГ СССР по подсчету 1988 г.) ресурсах железных руд Якутии приведены в таблице.

Важной составляющей минерально-сырьевого комплекса Республики Саха (Якутия) являются цветные и редкие металлы: олово, вольфрам, сурьма, ниобий, редкие земли. Из них активно добываются олово и сурьма. Разведанные месторождения остальных металлов находятся в резерве.

В Якутии известно около 50 месторождений с балансовыми запасами олова, среди которых преобладают россыпные, долгие годы составлявшие основу оловодобычи. Все разведанные месторождения олова расположены в восточной части республики, в бассейнах рек Яна и Индигирка, а также на о. Большой Ляховский Новосибирского архипелага. Оловянные месторождения исключительно разнообразны, но основное промышленное значение в настоящее время имеют касситерит-силикатные коренные месторождения и аллювиальные современные и полигенетические погребенные россыпи. Основная часть балансовых запасов олова локализована в единичных крупных и уникальных месторождениях как рудных, так и россыпных, с высокими технологическими показателями извлечения металла традиционными методами. Высоко оцениваются также прогнозные ресурсы олова. По масштабам оловоносности Якутия занимает ведущее место в России.

В качестве попутного компонента из оловянных месторождений в незначительных количествах добывается вольфрам. Но имеется также и крупное собственно вольфрамовое месторождение, разведанное и находящееся в резерве. Это скарновое месторождение Агылкы, представленное пологопадающей залежью мощностью 4,5 м. Запасы категории В + С₁ триоксида вольфрама составляют 90,8 тыс. т при содержании 1,27 %. Наряду с высокими концентрациями вольфрама здесь установлены промышленные содержания меди, золота. Весьма положительно оцениваются и общие прогнозные ресурсы вольфрама.

Республика является одним из крупнейших в мире производителей сурьмяных концентратов. В ней ежегодно добывается около 12 тыс. т сурьмы. Большая часть известных сурьмяных месторождений и рудопроявлений расположена в пределах Верхояно-Колымской области мезозойской складчатости, образуя одноименную сурьмяную провинцию. Среди антимонитовых месторождений выделены три типа: пластовые антимонит-киноварные и антимонитовые, комплексные антимонит-бертьеритовые с золотом (золото-сурьмяные) кварцево-жильные и халцедон-антимонитовые жильные. Промышленный интерес в условиях Якутии в настоящее время представляют лишь высококонцентрированные золото-сурьмяные руды, содержащие в среднем более 20 % сурьмы и первые десятки граммов на 1 т золота. Вся добыча сурьмы в республике обеспечивается за счет двух уникальных месторождений — Сарылах и Сентачан.

В северо-западной части Якутии в настоящее время ведутся геологоразведочные работы на редкоземельно-ниобиевом месторождении Томтор, представленном одним из крупнейших в мире карбонатитовым массивом (площадь 36 км²) и развитой по нему мощной остаточной корой выветривания допермского возраста. С поверхности остаточные коры выветривания перекрыты пермскими и юрскими терригенно-осадочными породами мощностью 100—150 м.

Рудоносны карбонатиты, остаточные и переотложенные коры выветривания и базальные горизонты перекрывающих юрских отложений. Практический интерес на ниобий и редкие земли могут представлять лишь горизонты богатых руд переотложенных кор выветривания с содержаниями оксидов ниобия 4—5 %, редких земель около 10 %, иттрия 0,6 %. Кроме того, руды содержат высокие концентрации скандия, фосфора, ванадия, титана, бария, стронция. Руды труднообогатимы, но благодаря пер-

вично высоким концентрациям дефицитных полезных ископаемых могут рассматриваться в качестве природных концентратов. Запасы богатых руд оцениваются как уникальные, способные обеспечить работу крупного горнодобывающего предприятия на многие десятилетия.

Потенциальными источниками ниобия, тантала и редких земель являются также редкометалльные карбонатиты Южной и Юго-Восточной Якутии (массивы Горное Озеро, Арбарастах и др.). В Восточной Якутии известны районы, где широко развиты редкоземельные куларитовые россыпи, в т.ч. и техногенные, которые могут быть вовлечены в отработку при благоприятной экономической ситуации.

На территории Якутии распространена также свинцово-цинковая минерализация, проявленная в широком временном диапазоне и различных типах оруденения. Известны многочисленные как собственно свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления, так и комплексные серебряные, оловянные, золотые и другие с попутными свинцом и цинком. Из собственно свинцово-цинковых месторождений и проявлений промышленное значение могут иметь месторождения Кылахской металлогенической зоны Юго-Восточной Якутии, представленные стратиформным галенит-сфалеритовым оруденением в карбонатных толщах (Сардана, Уруй, Перевальное). Рудные тела характеризуются пластообразной формой и столбовым распределением свинца и цинка. Руды легкообогатимы, по содержаниям свинца и цинка относятся к богатым; попутные компоненты — германий, кадмий и серебро.

Далеко не полностью раскрыт и используется потенциал Якутии по нерудному сырью. Это объясняется несколькими факторами, главными из которых являются: исторически сложившаяся узкая отраслевая специализация горнодобывающей промышленности, ориентированной прежде всего на разработку месторождений золота и алмазов; отсутствие стабильного спроса на нерудное сырье, за исключением ограниченного его перечня; сложные в целом географо-экономические условия региона, заведомо ставящие месторождения нерудных полезных ископаемых в разряд нерентабельных. Поэтому установленные в процессе геологической съемки и общих поисков проявления нерудных полезных ископаемых в лучшем случае ставились на кадастровый учет, и только очень немногие из них, имеющие благоприятные транспортные условия и расположенные в относительной близости от

потенциального потребителя, разведывались. Между тем, комплекс нерудных полезных ископаемых, месторождения которых выявлены в Якутии, весьма обширен.

На протяжении 50 лет осуществляется добыча слюды — флогопита — в промышленных масштабах. Организованная в годы Великой Отечественной войны, она достигла максимального уровня в 60-е годы (19 392 т в 1967 г). С начала 70-х годов спрос на качественную слюду имеет устойчивую тенденцию к снижению, так что в последние годы добыча не превышает 3,2 тыс.т, а в 1993 г. составила лишь 581 т. Все разрабатываемые месторождения флогопита образуют компактную группу в границах экономически развитого Алданского горнопромышленного района. Балансовые запасы слюды по категории В + С₁ порядка 350 тыс. т. Здесь же разрабатывается единственное в Якутии Инаглинское месторождение вермикулита, балансовые запасы которого по категории В + С₁ составляют 564 тыс.т. Добытое сырье перерабатывается во вспученный вермикулит, используемый в строительстве. Годовой объем добычи от 243 до 3561 т вермикулита, объем производства вспученного вермикулита 2—10 тыс. м³.

Потребности Якутии в строительных материалах в значительной мере обеспечены собственными минерально-сырьевыми ресурсами. Не существует проблем с обеспечением действующего или намечаемого к вводу производства минеральной ваты, керамзита, строительной извести, кирпича, строительного камня, гипса. Не остаются неудовлетворенными заявки промышленных и сельскохозяйственных районов на строительный песок, кирпичную глину, песчано-гравийную смесь. Подготовлены к промышленному освоению месторождения облицовочного камня (мрамора — Марийка и гранита — Талое). Вместе с тем, на протяжении многих лет не удается выявить удовлетворяющее по качеству и экономическим показателям месторождение стекольного сырья, не привели к положительному результату продолжительные поиски цементного сырья в районе формирования Южно-Якутского ТПК.

Благоприятны геологические перспективы на выявление промышленных месторождений графита. К настоящему времени в Южной Якутии в зоне БАМ предварительно разведано месторождение Чебере и по заданию Правительства Республики Саха (Якутия) осуществляется детальная разведка Надеждинского месторождения. Запасы графита первого месторождения при бортовом содержании 3 % составляют 1467 тыс.т при

среднем содержании 12,66 %, второго — 2278 тыс.т при среднем содержании 5,04 %. Основная масса графита Надеждинского месторождения представлена его кристаллической модификацией.

Хорошими сырьевыми возможностями располагает Якутия и для создания собственного производства минеральных удобрений. Недалеко от г.Алдан и в непосредственной близости от северной ветки БАМ детально разведано Селигдарское месторождение апатитовых руд с утвержденными ГКЗ СССР запасами фосфорного ангидрида 85,6 млн т. Среднее содержание в руде пятиокси фосфора 6,7 %. Технологическими исследованиями доказана возможность получения из апатитового концентрата аммофоса высшего сорта и плавленных кальциево-магниевого фосфатов. При производстве последних могут использоваться дуниты расположенного вблизи Инаглинского месторождения.

В 70 км северо-восточнее г.Нерюнгри оповискована перспективная Бирикээнская площадь. Фосфатные руды здесь представлены иным, чем на Селигдарском месторождении, типом — в них преобладает франколит. Прогнозные ресурсы этого объекта оцениваются в 107,5 млн т пятиокси фосфора при среднем содержании 7,04 %.

Весьма крупные ресурсы фосфатного сырья связаны с Томторским карбонатитовым массивом, расположенным в междуречье нижнего течения рек Оленек и Анабар. Площадь массива разбурена по сети 800х800 м с целью оповискования по основному компоненту — редким землям. Попутно опробовались и анализировались повсеместно встречающиеся фосфорсодержащие руды, представленные в основном франколитом. Среднее содержание фосфорного ангидрида в коренных карбонатитах 4,32 %, запасы 547,5 млн т, в перекрывающей их древней коре выветривания соответственно 11,79 % и 600,5 млн т, в перекрывающих массив карбонатитов и древнюю кору выветривания пермских терригенных образованиях 2,65 % и 6,7 млн т. Кроме того, на границе коры выветривания и пермских отложений выделяются два участка с резко повышенным содержанием редкоземельных элементов. Запасы фосфатных руд по ним составляют 9,2 млн т при содержании пятиокси фосфора 13,21 %. Единственное отрицательное свойство этого уникального объекта — большая удаленность от обжитых районов Якутии.

Большой экономический эффект можно ожидать от использования в промышленности и сельском хозяйстве природных цеоли-

тов. Месторождения их выявлены в Центральной Якутии, а технологическими исследованиями определена область использования. Запасы этого полезного ископаемого практически неограниченные.

Недра Якутии богаты каменной солью, но добыча осуществляется в очень небольшом количестве и только из рассолов. Без внимания со стороны промышленности пока остаются разведанные запасы бора, проявления плавикового шпата, волластонита, голубого и рихтерит-асбеста.

Из месторождений и проявлений цветных камней, обнаруженных в Якутии, в первую очередь, необходимо назвать Инаглинское месторождение ювелирного хромдиопсида, единственное в России. Добыча этого редкого по красоте минерала осуществляется одновременно с отработкой вермикулитовых жил и составляет 30–50 кг/год. На территории Якутии частично расположено и единственное в мире месторождение чароита, уникального ювелирно-поделочного камня, пользующегося весьма широким рыночным спросом. Его годовая добыча составляет 40–50 т. Весьма интересны и перспективны проявления аметиста, хризолита, агата, жада, нефрита, сердолика, горного хрусталя, а также скопления мамонтовой кости.

Более 20 % территории Якутии приходится на площади с установленной промышленной угленосностью или на весьма перспективные в этом отношении. В их числе основная часть Ленского и восточная часть Тунгусского бассейнов, Южно-Якутский и Зырянский бассейны, а также отдельные разрозненные месторождения, геологически не связанные с названными структурами. Общее число месторождений и углепроявлений на территории Якутии достигает 900, однако геологическая изученность их далеко неодинаковая и зачастую весьма низкая. В государственном балансе учитываются только 44 месторождения. Их балансовые запасы, подсчитанные, за редким исключением, до глубины 300–350 м, суммарно составляют на 1.01.93 г. 9 214 201 тыс.т по категории А + В + С₁ и 5 429 071 тыс.т по категории С₂. Необходимо отметить, что разведка некоторых числящихся на балансе месторождений проведена достаточно давно, поэтому их геологическая изученность и категоризация запасов не соответствуют современным требованиям промышленности. Однако не этими месторождениями определяется стратегия развития угледобывающей промышленности в Якутии.

Марочный состав якутских углей, определяющий область их использования в народ-

ном хозяйстве, довольно разнообразен. Среди них угли различной степени углефикации — от бурых, близких к лигнитам, до тощих. Пока не установлены промышленные залежи антрацитов, хотя обнаружение таковых в будущем не исключается. Преобладают угли группы гумолитов, но на некоторых месторождениях встречены прослои и даже отдельные пласты, сложенные сапропелитами или гумито-сапропелитами (Таймыльское месторождение). Значительная часть балансовых запасов (30,9 %) представлена высококачественными коксующимися углями (Нерюнгринское и Эльгинское месторождения для открытой добычи с запасами соответственно 307 299 и 2 047 800 тыс.т и Денисовское и Чульмаканское для подземной добычи с запасами 28 878 и 758 361 тыс.т в Южно-Якутском бассейне).

Угли тех или иных марок имеют определенную территориальную приуроченность, что обусловлено структурно-тектоническим положением месторождений и геологической историей развития бассейнов. Так, в Южно-Якутском и Зырянском бассейнах распространены только каменные угли, причем в первом преобладают угли средней степени метаморфизации (Ж—КЖ—К), во втором диапазон марок более широкий — от ДГ до Т. В Ленском бассейне преобладающая часть месторождений включает пласты бурых (Б₃) углей (Кангаласское и Кировское с запасами 3 501 207 и 235 987 тыс.т соответственно), и только в пригеосинклинальной части найдены каменные угли марок Д и Г (Сангарское и Джебарики-Хая). В Тунгусском бассейне по имеющимся геологическим предпосылкам можно прогнозировать наличие углей любых марок до антрацита включительно. Пока же единственное из числа балансовых месторождение Черное, расположенное в крайней периферийной части бассейна, представлено бурым углем. Наименее метаморфизованные (Б₁) угли встречены в месторождениях, приуроченных к изолированным впадинам (Куларское, Уяндинское, Эликчанское).

Добыча угля в Якутии в настоящее время осуществляется пятью разрезами и двумя шахтами и суммарно не превышает 13 млн т/год. С завершением строительства северной ветки БАМ на участке Берка-Кит — Якутск можно предполагать значительное увеличение добычи угля на Кангаласском месторождении и вывоз его в смежные регионы. Минерально-сырьевая база для этого подготовлена.

Нефтегазоносные и перспективные площади охватывают практически всю западную половину территории республики. Гео-

логическая изученность этих площадей в целом оценивается как слабая и весьма неравномерная. Наиболее изучены Вилуйский и Непско-Ботуобинский регионы, где открыты почти все известные в республике месторождения нефти и газа.

Стратиграфический этаж потенциальной нефтегазоносности, судя по открытым залежам и многочисленным нефтегазопоявлениям, охватывает отложения от рифея до нижнего мела включительно. Скопления углеводородов связаны с терригенными (песчаными) и карбонатными горизонтами коллекторов. Роль экранов играют регионально выдержанные глинистые и соленосные толщи. Наряду с многочисленными поднятиями различного порядка в перспективной части осадочного чехла широко развиты неантиклинальные ловушки различного типа.

По состоянию на 1.01.93 г. начальные геологические ресурсы газа в республике оцениваются в 10,2 трлн м³, из них 7,2 % (731 млрд м³) составляет попутный (растворимый в нефти) газ. Преобладающая часть (61%) ресурсов УВГ сосредоточена в Вилуйской, Непско-Ботуобинской и Предпатомской нефтегазоносных областях. По глубинам залегания газ распределен весьма благоприятно для освоения. Так, 4,5 трлн м³ локализовано в интервале глубин 1—3 км, 2,8 трлн м³ — в интервале 3—4 км. Всего на глубинах до 4 км сосредоточено 73 % начальных геологических ресурсов газа.

По типам коллекторов примерно 56 % ресурсов УВГ приурочены к терригенным отложениям, остальные — к карбонатным. По стратиграфическим комплексам основная часть ресурсов газа распределяется следующим образом: триас — пермь — 22 %, кембрий — венд — 67 %. В пределах Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области значительная часть свободного газа связана с газовыми шапками газонефтяных месторождений. Кроме того, следует подчеркнуть, что преобладающая часть УВГ в Непско-Ботуобинской и Предпатомской нефтегазоносных областях и часть ресурсов газа глубокозалегающих горизонтов Западно-Вилуйской нефтегазоносной области содержат промышленные концентрации гелия. Газ содержит также значительные количества конденсата, начальные геологические ресурсы которого равны 0,6 млрд т.

Начальные геологические ресурсы нефти в республике оцениваются в 9,3 млрд т. Характерно, что в Непско-Ботуобинской

нефтегазоносной области, в пределах которой расположены все открытые к настоящему времени залежи нефти, прогнозируется примерно 27 % общих ресурсов нефти по республике в целом. Нефтяные ресурсы сосредоточены примерно в равных количествах в терригенных и карбонатных коллекторах. В возрастном отношении преобладают ресурсы, приуроченные к отложениям кембрия — венда (68 %). На глубинах 1—3 км прогнозируется 66 % начальных геологических ресурсов нефти, на глубинах 3—4 км — 19%. К промышленному освоению подготовлено около 10% ресурсов нефти и примерно 14 % газа.

К настоящему времени в республике открыто 30 месторождений нефти и газа, из которых 19, в т.ч. все нефтяные, находятся в ее юго-западной части (Непско-Ботуобинский регион). Среднеботуобинское нефтегазоконденсатное и Иреляхское газонефтяное месторождения находятся в опытно-промышленной эксплуатации. Завершаются работы по разведке и подготовке к опытно-промышленной эксплуатации крупнейшего Талаканского газонефтяного месторождения. В ближайшей перспективе на юго-западе республики будут созданы первые объекты нефтедобывающей и нефтеперерабатывающей промышленности, работающие на местном сырье.

Месторождения, открытые в Вилуйском регионе, являются сугубо газовыми и газоконденсатными. Суммарные запасы газа по этим месторождениям 506 млрд м³. Газ по составу преимущественно метановый. Это позволяет использовать его в качестве основного источника в энергообеспечении центральных районов республики. В промышленную разработку вовлечены Мастахское и Средневилуйское месторождения. Последнее относится к категории крупнейших газовых месторождений (разведанные запасы 166,7 млрд м³). Годовое потребление природного газа находится на уровне 1,5 млрд м³. Согласно расчетам, в ближайшие годы по мере дальнейшего развития инфраструктуры потребуется увеличение добычи газа до 4 и затем до 9 млрд м³. Имеющиеся на балансе республики запасы газа позволяют решить эти проблемы на многие десятки лет вперед. Значительные прогнозные ресурсы создают благоприятные предпосылки для разработки проектов крупномасштабной подачи природного газа за пределы республики, в т. ч. на экспорт.

Минеральные типы золоторудных месторождений Юго-Восточной Якутии

А.В.КОКИН

Территория Юго-Восточной Якутии, охватывающая юго-восточное обрамление Сибирской платформы — Кыллахское поднятие, Сетте-Дабанский антиклинорий, Южно-Верхоянский синклиний (рисунок), весьма перспективна в отношении рудного и россыпного золота. Интенсивное проведение поисковых, разведочных работ, вовлечение в разработку россыпей позволило накопить и осмыслить огромный фактический материал по коренным источникам и подойти к открытиям уникальных, крупных, средних и мелких золоторудных месторождений. В условиях, когда экономически затруднительно проводить дорогостоящие поисково-оценочные работы, резко возрастает роль надежных минералогических методов разбраковки перспективности площадей и рудопроявлений с тем, чтобы снизить степень риска в выборе объектов исследований.

Если отбросить некоторые нюансы к подходу выделения рудных формаций, то на обозначенной территории подавляющее большинство рудных объектов может быть отнесено к малосульфидной золото-кварцевой формации в понимании Н.В.Петровской [7]. Именно в рамках этой формации и будут рассмотрены критерии их перспективной оценки в отношении формирования рудных и россыпных месторождений золота.

Под минеральным типом рудных месторождений автор понимает совокупность рудных минеральных видов, определяющих стадии их образования и минералы-концентраты основного металла. При этом само обозначение минерального типа обязательно содержит приставку этого металла. Например, для характеристики минеральных типов золоторудных месторождений их название выглядит как золото-пиритовый, золото-пирит-арсенопиритовый и т.д. Это означает, что в первом минеральном типе носителем золота или ассоциантом с его самородной формой, или и тем и другим одновременно выступает пирит, во втором — и пирит, и арсенопирит. В таком подходе к выделению минеральных типов золоторудных месторождений много общего с положениями, приведенными в работе [8], однако имеются и существенные отличия. В частности, предлагаемый вариант выделения минеральных видов позволяет разделить процесс минералообразования по времени, определить место в концентрации золота, вычленить его минералы-концентра-

торы, наметить некоторые технологические свойства руд и, что самое главное, наглядно представить полную картину эволюции рудообразования при участии самого золота. Используя критерии времени кристаллизации минерального типа, формы нахождения золота (свободное или рассеянное в сульфид-

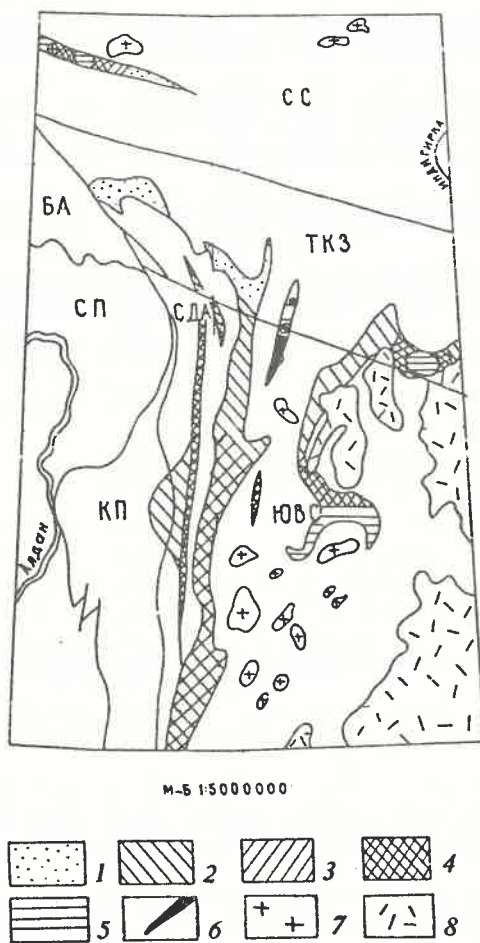


Схема зонального расположения минеральных типов золоторудных месторождений, рудопроявлений, точек минерализации Юго-Восточной Якутии:

минеральные типы золоторудных месторождений: 1 — золото-сульфантимонитовый, 2 — золото-галенит-сфалерит-бисмуторудный, 3 — золото-пирит-арсенопиритовый, 4 — золото-сульфотеллуридный, 5 — наложенных минеральных типов 1, 2, 3; 6 — наложенных минеральных типов 1, 2, 3; 7 — массивы и штоки гранитоидов ранне-позднемелового возраста; 8 — эффузивы среднего и кислого состава того же возраста; структуры: СП — Сибирская платформа, КП — Кыллахское поднятие, СДА — Сетте-Дабанский антиклинорий, ЮВ — Южно-Верхоянский синклиний, БА — Бараинский антиклинорий, СС — Сартанский синклиний

дах), можно сделать вероятную оценку продуктивности по золоту того или иного минерального типа. При этом учет фаций минералогенеза, а в их составе и нерудных минералов, позволяет получить полное представление о процессе преобразования.

Конкретные примеры приведены в таблице. Она сформирована таким образом, что полностью характеризует вещественный состав каждого выделенного минерального типа в соответствующих минеральных фациях рудогенеза в конкретной складчатой структуре при движении с запада на восток от Сибирской платформы. Каждый минеральный тип определяет стадию или этап минералообразования, в котором указаны форма вхождения золота и его пробность.

Кыллахское поднятие. Объектом рассмотрения является Светлинское месторождение, локализованное в наиболее древних отложениях нижнего рифея терригенно-карбонатного состава. Представлено секущими, субогласными кварцевыми, карбонат-кварцевыми жилами, ленточными штокверками по типу прокварцованных песчаников. Приподнятый блок месторождения вскрыт на глубину 300—500 м, сброшенный — находится на глубине 100—150 м. Золото богатой россыпи эродированного блока коррелирует с пробностью золота в коренных источниках, имеет с ним близкий примесный состав (железо, медь, сурьма, ртуть) и температуру вакуумной декрепитации в интервале 165—275° С, близкую к температуре декрепитации золото-галенит-сфалерит-блеклорудной минеральной ассоциации. Наиболее ранним концентратором золота служит рассеянный в околожильном пространстве пирит-1, затем пирит-2 и, наконец, галенит и блеклые руды. Свободное крупное и мелкое золото выделяется позднее галенита и блеклых руд. Именно это золото формирует россыпи данного месторождения. Золото тяготеет к галенит-сфалерит-блеклорудной ассоциации, и этот минеральный тип здесь является ведущим. Совмещение в пространстве раннего золото-пиритового и позднего золото-галенит-сфалерит-блеклорудного минеральных типов формирует руды Светлинского месторождения. Интенсивность проявления ранней золото-пиритовой ассоциации невелика. Содержание золота в раннем пирите невысокое — 5—40 г/т.

Сетте-Дабанский антиклинорий (месторождения Тунное, Таборное, Левая и Правая Натали). В более молодой складчатой структуре золотое оруденение пока достоверно обнаружено исключительно в минера-

лизованных дайках диабазов позднедевонско-раннекарбонатового возраста [5], локализованных преимущественно среди верхнекембрийско-ордовикских, реже силурийских терригенно-карбонатных отложений. Золото-антимонит-киноварный минеральный тип проявлен весьма ограниченно в терригенно-карбонатных формациях девона и силура. Связи россыпной золотоносности с ним не наблюдается. Напротив, с золото-галенит-сфалерит-блеклорудным и золото-пирит-арсенопиритовым минеральными типами пространственно доказана связь небольших по запасам, но высококонцентрированных россыпей с крупным золотом. Масса самородков здесь достигает первых сотен граммов. Доля самородков в объеме добытого золота иногда превышает 30 %. Пробность золота россыпей и коренных источников совпадает, близок и состав примесей в золоте (медь, мышьяк, свинец, ртуть, сурьма). Температура вакуумной декрепитации золота составляет 112—225° С и близка к температуре декрепитации пирит-арсенопиритовой и галенит-сфалерит-блеклорудной минерализации. Широко проявлены процессы березитизации и пропилитизации даек диабазов. Наиболее золотоносными являются пирит зон рассеянной минерализации (15—45 г/т) и жильный пирит (первые граммы на 1 т — 7000 г/т). Арсенопирит менее золотоносен (до 10 г/т). Наложение двух минеральных типов определяет состав рудной массы рудопроявлений. Минерализация не выходит за пределы даек и концентрируется исключительно в них. Регион по степени перспективности в отношении рудного и россыпного золота оценивается выше Кыллахского поднятия, но уступает Южно-Верхоянскому синклинию. Установленные рудопроявления в минерализованных дайках характеризуются низкими содержаниями, но отличаются значительными параметрами рудных тел.

По простиранию рудная минерализация в дайках прослеживается с юга на север вдоль складчатой структуры на расстояние около 160 км и представляет собой полосу шириной около 5-10 км метасоматически и гидротермально измененных даек диабазов с достаточно выдержанными по интенсивности минерализацией и уровнем невысоких содержаний золота в них. Возраст оруденения — позднекарбонатовый и предположительно мезозойский, что доказывается калий-аргоновым датированием полевых шпатов из жил минерализованных даек. С юга на север в дайках проявлена минералогическая и геохимическая зональности, которые выражаются в постоянном снижении доли

Вещественный состав минеральных типов золоторудных месторождений Восточной Якутии

Минеральный тип	Зона рассеянной минерализации		Жильная фация	
	Нерудные минералы	Рудные минералы	Нерудные минералы	Рудные минералы
Кылаксское поднятие				
Золото-пиритовый (ограничено проявлен)	Кварц-1, хлорит-1, доломит	Пирит-1 золотоносный	Кварц-2, серицит-2, хлорит	Пирит-2, (арсенопирит), золото-2
Золото-галенит-сфалерит-блеклорудный (ограничено проявлен)	Слабо проявлена	—	Весьма слабо проявлена	Сфалерит, галенит, халькопирит, теннантит (тетраэдрит), золото
Золото-пирит-арсенопиритовый (широко проявлен)	Кварц-1, серицит-1, альбит-1, хлорит-1	Пирит-1, арсенопирит-1, золото-1	Кварц-2, хлорит-2, альбит-2, доломит	Пирит-2, арсенопирит-2, золото-2
Золото-галенит-сфалерит-блеклорудный (широко проявлен)	—	—	Кварц, доломит, анкерит, кальцит	Сфалерит, галенит, халькопирит, теннантит, (тетраэдрит), золото
Золото-антимонит-киноварный (только признаки)	Кварц, серицит	Пирит-1	Кварц-2, кальцит	Антимонит, киноварь, золото, пирит-2
Сетте-Дабанский антиклинорий				
Золото-пирит-арсенопиритовый (широко проявлен)	Кварц-1, серицит-1, альбит-1, хлорит-1	Пирит-1, арсенопирит-1, золото-1	Кварц-2, хлорит-2, альбит-2, доломит	Пирит-2, арсенопирит-2, золото-2
Золото-галенит-сфалерит-блеклорудный (широко проявлен)	—	—	Кварц, доломит, анкерит, кальцит	Сфалерит, галенит, халькопирит, теннантит, (тетраэдрит), золото
Золото-антимонит-киноварный (только признаки)	Кварц, серицит	Пирит-1	Кварц-2, кальцит	Антимонит, киноварь, золото, пирит-2
Южно-Верхоянский синклиниорий Присеттедабанская зона				
Золото-пирит-арсенопиритовый (весьма широко проявлен)	Кварц-1, хлорит, альбит, доломит, онтраксолит	Пирит-1, арсенопирит-1, золото-1	Кварц-2	Пирит-2, арсенопирит, золото-2
Золото-пиритовый (проявлен широко)	Кварц, хлорит	Пирит-1, золото-1	Кварц-2, анкерит	Пирит-2, золото-2
Галенит-сфалерит-блеклорудный (проявлен широко)	Кварц-1, серицит, доломит	Пирит-1	Кварц-2, доломит-2, кальцит	Сфалерит, галенит, халькопирит, теннантит, (тетраэдрит, ферротетраэдрит), золото
Основная продуктивная; пробность золота 780—965, средняя — 810 ‰				

Золото-сульфоантимонитовый (ограничено проявлен)	Кварц-1, серицит	Пирит-1, арсенопирит-1, золото-1	Кварц-2, доломит, кальцит	Пирит-2, арсенопирит-2, антимонит-1, 2, сульфосоли свинца и серебра, золото
Центральная зона				
Золото-сульфотеллуридный (широко проявлен)	Кварц-1, альбит, мусковит-серицит, хлорит	Пирротин-1, касситерит, пирит-1, (арсенопирит-1, золото-1)	Кварц-2, кальцит, (флюорит, топаз)	Вольфрамит, шеелит, сульфотеллуриды висмута; тетрадимит, жозеит-А, В; галеновисмутин, висмутин, (кобальтин), леллингит, арсенопирит-2, (пирротин-2), золото-2
Золото-пирит-арсенопиритовый (широко проявлен)	Кварц-1, альбит, серицит, доломит, хлорит	Пирит-1, арсенопирит-1, золото-1	Основная продуктивная; Кварц-2	Основная продуктивная; пробыность золота 760—866, средняя — 820 ‰
Золото-галенит-сфалерит-тетраэдритовый (широко проявлен)	Кварц-1, доломит	Основная продуктивная	Кварц-2, анкерит, кальцит	Продуктивная
Золото-сульфоантимонитовый (ограничено проявлен)	Кварц-1, серицит	Пирит	Продуктивная; пробыность золота 760—840, средняя — 800 ‰	Сфалерит, галенит, халькопирит, тетраэдрит, золото
Восточная зона				
Золото-сульфотеллуридный (ограничено проявлен)	Кварц-1, хлорит, мусковит	Пирротин, касситерит	Кварц-2, мусковит, флюорит, (аксинит, кальцит)	(Пирит-2, арсенопирит-2), галенит, сульфосоли серебра, серебро, золото, сурьма самородная, серебро, золото-2
Золото-галенит-сфалеритовый (ограничено проявлен)	Кварц-1, серицит, хлорит, сидерит	Пирит-1, пирротин-1	Кварц-2, кальцит, хлорит	Продуктивная
Золото-сульфоантимонитовый (ограничено проявлен)	Кварц-1	Пирит-1	Продуктивная; пробыность золота 770—820, средняя — 800 ‰	Пирит-2, пирротин, галенит, сфалерит, (халькопирит, тетраэдрит), золото
Примечание. В скобках показаны малораспространенные минералы.				

альбита и арсенопирита в составе жильных минералов, в снижении интенсивности березитизации и пропилитизации зон рассеянной минерализации, в повышении роли примесей меди, сурьмы, ртути при снижении — мышьяка, свинца и золота в составе рудной массы и примесей жильных и рудных минералов. В этом направлении наблюдается и тенденция снижения средней пробности золота от $840 \pm$ на юге, до $820-805 \pm$ на севере. Средняя пробность золота для Сетте-Дабана $820 \pm$. В составе примесей в золоте обнаруживаются сурьма, ртуть, свинец, медь. В северном направлении отмечается тенденция увеличения содержания в золоте сурьмы и ртути.

Южно-Верхоянский синклиорий. *Присеттедабанская зона* (месторождения Огонек, Дуэт, Юр, Бриндакит, Оночаллах, Кэннэ, Бурхала, Дымный, Снежный, Водопадный, Баданга, Хохсолоох). Здесь золотое оруденение локализуется исключительно в терригенном верхоянском комплексе на уровне верхнего карбона — нижней перми. Именно на этом уровне известны все разведанные и 90 % прогнозных ресурсов рудного золота в этой складчатой структуре, среди которых есть уникальные, средние по запасам и мелкие месторождения [1,6]. Пропорционально самые высокие запасы россыпного золота концентрируются здесь же. Основные источники россыпей — согласные, седловидные, реже секущие жилы, характеризующиеся преимущественным развитием галенит-сфалерит-блеклорудной ассоциации с относительно крупным золотом. По составу жилы обычно сульфидно-кварцевые (1—2 % сульфидов). Оруденение сформировано в один этап и две стадии. Ранняя пирит-арсенопиритовая минерализация отличается высокой степенью золотоносности. Причем наиболее золотоносен пирит (первые сотни граммов на 1 т), менее — арсенопирит (до 10 г/т) по отношению к пириту обеих стадий. Однако самые высокие концентрации (1—3 кг/т) золота принадлежат галениту и сфалериту кварцевых жил. Возраст золотого оруденения в этой части структуры мезозойский, догранитоидный. Устанавливается геологическими данными по метаморфизму золото-кварцевых жил в экзоконтакте полифазного Тарбаганнахского гранитоидного массива ранне-позднемелового возраста.

С юга на север Аллах-Юньская золотоносная полоса Присеттедабанской зоны прослеживается на расстояние около 170 км. В этом направлении проявлена минералогическая, температурная и геохимическая зональность. Первая определяется по посте-

пенному снижению доли арсенопирита как в зонах рассеянной минерализации, так и в составе золото-кварцевых жил при увеличении роли карбонатов; вторая — по снижению температуры декрепитации самородного золота и минералов-спутников от 270°C на юге до 112°C на севере; третья — по снижению золотоносности как арсенопиритов, так и пиритов в них с неперенным увеличением содержания серебра, сурьмы, ртути. Снижается средняя пробность золота от $830 \pm$ на юге до $800 \pm$ на севере. Однако на участках более глубокого проникновения рудоконтролирующих меридиональных разрывов пробность резко возрастает до $960 \pm$ и коррелирует с увеличением модельного возраста свинцов из галенитов золото-кварцевых жил, указывающих на рифейский возраст источника их образования [2,3]. В этом случае, как правило, практически полностью в рудах исчезает золотоносный арсенопирит, типичный для многих золото-рудных месторождений Южно-Верхоянского синклиория.

Примеси в золоте в этой части характеризуются наличием меди, мышьяка, свинца, сурьмы, висмута. С юга на север отмечается тенденция уменьшения содержаний мышьяка, висмута и увеличения количества сурьмы и ртути.

Центральная зона (месторождения Неждановское, Лазурное, Тенистое, Одержымый, Наганджа, Джелинджа, Ненкан, Бадран). Золотое оруденение локализовано среди нижне- и нижне-верхнепермских терригенных отложений, т. е. стратиграфически выше, чем в Присеттедабанской зоне. Пространственно устанавливается связь между гранитоидными массивами позднего этапа и золото-галенит-сфалеритовым и золото-сульфоантимонитовым минеральными типами. С этими минеральными типами связаны наибольшие концентрации золота в жилах, но основные запасы концентрируются, по данным М.К. Силичева, в так называемых упорных пирит-арсенопиритовых рудах догранитоидного этапа минерализации. Причем более золотоносен пирит (35—100 г/т при средних 60 г/т), чем арсенопирит (15—50 г/т при средних около 40 г/т). Самым золотоносным является сфалерит (1—2 кг/т), затем следует фрейбергит (до 700 г/т), менее золотоносен галенит (10—15 г/т) и антимонит (2—10 г/т).

Показателем интенсивности (масштабности) оруденения является наложение всех стадий минералогенеза, включающих пирит-арсенопиритовую раннюю и позднюю ассоциации с высокими содержаниями рассеянного в сульфидах золота; галенит-сфалеритовую ассоциацию также с высокими

содержаниями золота в их составе; сульфоантимонитовую. Таким примером может служить двухэтапное и полистадийное Нежданнинское месторождение. Доля свободного золота по отношению к рассеянному в сульфидах весьма невелика. Как правило, богатые россыпи золота не формируются. Температура рудообразования составляет 265—112 °С. Устанавливается по данным гомогенизации включений в продуктивных стадиях кварца и термовакуумной декрепитации самородного золота. Отмечается резкий разброс пробности золота в пределах 680—860 ± при средней 800 ±. В золоте в качестве примесей устанавливаются мышьяк, медь, цинк, свинец, сурьма, ртуть, платина, олово.

Золото-сульфотеллуридный минеральный тип пространственно связан с гранитоидным магматизмом ранне-позднемелового возраста. Практически не зависит от его состава, т. к. золотое оруденение этого минерального типа обнаруживается в пространственной связи с гранодиоритами, адамеллитами (Дыбинское, Курумское рудные поля), биотитовыми гранитами (Борикчакское, Дугинское, Сосукчанское), аляскистовыми гранитами (Наганджа, Тобандя, Грейзеновое). Прослежена [4] корреляция золотого оруденения, пространственно связанного с гранитоидным магматизмом, с уровнем повышенной (в 3—10 раз) против кларка золотонности подстилающих или вмещающих его терригенных толщ в верхоянском комплексе. В догранитоидных зонах рассеянной минерализации в непосредственной близости от золото-кварцевых сульфотеллуридных жил устанавливается тонкорассеянный высокозолотоносный (до 300 г/т) арсенопирит (Курумское, Веткинское проявления) севернее и южнее Нежданнинского месторождения в единой структуре. На глубоких горизонтах Нежданнинского месторождения отмечаются признаки пирротинизации с высокими содержаниями в пирротине висмута, типичного для сульфотеллуридного минерального типа. Таким образом, можно предполагать, что существует непрерывно-прерывистый ряд зональности развития минеральных типов от золото-сульфотеллуридного (с температурой вакуумной декрепитации самородного золота 275—240 °С) к золото-пирит-арсенопиритовому (265—225 °С), золото-галенит-сфалерит-блеклорудному (225—165 °С), золото-сульфоантимонитовому (165—112 °С). Этот практически полный ряд проявлен на Нежданнинском месторождении, что и определило его уникальность по отношению ко всем другим золоторудным месторождениям. Показательно, что снизу

вверх этого ряда непрерывно возрастают содержания серебра и сурьмы в рудах, примесях минералов и падает пробность золота (см. таблицу). Резкий всплеск пробности золота в некоторых месторождениях золото-антимонитового минерального типа, на наш взгляд, может быть связан только с регенерацией золота глубинных источников наподобие регенерации изотопов свинца в приведенном примере для золото-галенит-сфалерит-блеклорудного минерального типа.

Восточная зона (месторождения Тобандя, Астрочан, Албын, Грейзеновое, Алтайское). Интенсивность золотого оруденения в этой части структуры падает. Здесь проявлены все минеральные типы, кроме золото-пиритового и золото-арсенопиритового, однако объекты, их представляющие, характеризуются незначительными параметрами, за исключением золото-сульфотеллуридного минерального типа (Грейзеновый). Золотое оруденение локализуется в верхнепермских терригенных отложениях или в эффузивных толщах кислого состава ранне-позднемелового возраста, т. е. еще на более высоких стратиграфических уровнях. Пробность золота самая низкая из всех рассмотренных зон складчатой структуры. Однако именно здесь локализуется множество серебряных проявлений и месторождений серебро-галенит-сфалеритового, серебро-сульфоантимонитового минеральных типов.

Анализируя вещественный состав минеральных типов золоторудных месторождений Южно-Верхоянского синклинория, можно наметить последовательный ряд снижения масштабности золотого оруденения, связанного с конкретным минеральным типом, при условии одностадийности процесса минералообразования: золото-пирит-арсенопиритовый, золото-сульфотеллуридный, золото-галенит-сфалерит-блеклорудный, золото-антимонитовый.

В условиях полистадийности формирования рудных месторождений происходит наложение минеральных типов с перегруппировкой и укрупнением золота ранних стадий, что равносильно сложению потенциала по золоту каждого минерального типа. Примером служит Нежданнинское месторождение, где М.К.Силичевым и Н.В.Белозерцевой установлено наложение двух пирит-арсенопиритовых, галенит-сфалеритовой, блеклорудной и сульфоантимонитовой стадий, каждая из которых была продуктивна по золоту. При этом продуктивность по золоту перечисленных выше стадий падает в направлении от ранних к поздним.

Используя модель Нежданнинского золоторудного месторождения, можно по коли-

честву участвующих в рудном процессе продуктивных по золоту минеральных типов предсказать масштабность оруденения или, при прочих равных геологических условиях, произвести разбраковку площадей по степени их перспективности в рассматриваемых складчатых структурах. При таком подходе наиболее перспективными частями складчатых структур в Южно-Верхоянском синклинии являются центральная, затем западная (Присеттедабанская) зоны. Наименее перспективна по золоту восточная часть складчатой структуры. Если в центральной зоне проявлены два этапа (догранитоидный и послегранитоидный), оруденение носит полистадийный характер, то в западной — лишь один, догранитоидный, этап с меньшим числом золотопродуктивных стадий. В восточной зоне золотое оруденение сформировалось в один, но послегранитоидный, этап. Число стадий ограничено и каждая из них представлена минералами с весьма низкой золотоносностью.

При сравнении целых складчатых структур в отношении золота их перспективность падает в направлении Южно-Верхоянский синклиний — Сетте-Дабанский антиклинорий — Кыллахское поднятие. В этом направлении уменьшаются число этапов, стадий минералообразования, количество минералов-носителей золота ранних и поздних стадий, но возрастает пробность золота. Такая закономерность хорошо коррелирует с возрастом рудовмещающих отложений. Чем в более древних отложениях расположено золотое оруденение, тем более высокопробное золото оно содержит. В этой связи при регенерации золота и золотоносных сульфидов из древних рудовмещающих формаций в молодые (проявления Кэннэ, Бурхалы, Амурского) пробность золота весьма высока и сравнима с таковой в месторождениях, локализованных среди древних осадочных формаций.

Отсюда решается обратная задача источника золота в золоторудных месторождениях молодых складчатых структур. Если среди золоторудных объектов, приуроченных к молодым складчатым структурам, вдруг появляется высокопробное золото, то один из вариантов объяснения этого феномена — более глубинный его источник по сравнению с окружающими месторождениями. В условиях наложения стадий с разноглубинными источниками возникают варианты появления гетерогенного по пробности золота. Как правило, в таких случаях вероятность возрастания масштабности оруденения здесь по золоту выше, чем в условиях формирования более гомогенного золота. Это утверждение

вступает в явное противоречие с представлениями некоторых исследователей о том, что гомогенность золота есть признак его устойчивого распределения по глубине рудной колонны и признак глубинности. На наш взгляд, это не так. Гомогенность высокопробного золота — показатель глубинности, но не показатель устойчивости золотого оруденения в рудной колонне. Гомогенность низкопробного золота, отнюдь, не всегда может служить показателем глубинности его источника, скорее, наоборот [3]. Гетерогенность же пробности золота в рудной колонне — признак уникальности объекта смешения глубинного и корового золота, надежный критерий масштабности оруденения при благоприятных условиях развития структуры. Отсюда появление в россыпях разнопробного золота, с одной стороны, может указывать на возможность денудации верхне- и нижнерудных сечений одного и того же коренного источника ввиду вертикальной зональности изменения пробности золота в рудных телах, с другой — на наличие гетерогенного золота из разных его источников при образовании одного и того же месторождения. То есть появление гетерогенного золота нельзя рассматривать в качестве доказательства существования разных коренных источников при их формировании.

При локальном прогнозировании золотого оруденения важно непосредственно в полевых условиях знать, с каким минеральным типом связано или ассоциирует золото. Обратив и уже в камеральных условиях проанализировать пробирным методом монофракции всех участвующих в рудном процессе сульфидов различных минеральных фаций. Как показывает наш опыт, сульфиды золоторудных стадий образования содержат высокие (более десятка, часто сотни, реже тысячи граммов на 1 т) концентрации рассеянного в них золота. Сообразуясь с выявленными региональными закономерностями принадлежности золота к тому или иному типу по степени продуктивности, минеральному виду, а также учитывая одно-, двух- или полистадийный характер минералообразования, связанного с золотом, можно (при прочих равных геолого-структурных условиях) произвести надежную разбраковку точек минерализации, рудопроявлений, памятуя, что чем больше минеральных стадий с золотом участвует в рудном процессе, тем выше вероятность крупности объекта и наоборот.

На основании изложенного можно сделать выводы, которые могут быть справедливы

для золоторудных объектов в других регионах Российской Федерации.

1. Уникальные и крупные по запасам месторождения (при благоприятных геолого-структурных обстановках) связаны с золото-пиритовым и золото-пирит-арсенопиритовым минеральными типами в условиях наложения более поздних стадий, в которых сульфиды также золотоносны. Об уникальности объекта по золоту может свидетельствовать наличие полиэтапности минералообразования в рамках одной структуры, когда основные запасы золота рассеяны в раннем (как в случае Южно-Верхоянского синклинария догранитоидном) пирите и арсенопирите в содержаниях, превышающих первые десятки граммов на 1 т этого металла. Свободное золото, как правило, гетерогенно по пробности. Примесный состав разнообразен и по набору элементов отвечает таковому рудной массы.

2. Средние по запасам рудные объекты представлены, как правило, одноэтапным формированием руд (до- или постгранитоидным в условиях Южного Верхоянья), но с полистадийным процессом минералообразования при наложении нескольких минеральных типов, сульфиды которых также отличаются высокой (более первых десятков граммов на 1 т) золотоносностью. Пробность золота средняя, отличается меньшей ее вариацией, примесный состав менее разнообразен и наследует менее разнообразный примесный состав руд.

3. Мелкие золоторудные объекты — это, как правило, одностадийные образования, в которых сульфиды (даже при наличии крупного свободного золота в кварце) отличаются сравнительно невысокими содержаниями

металла, хотя есть и исключения. Пробность золота меняется незначительно, может быть высокой или пониженной, но мало изменяющейся в пределах рудопроявления.

4. В направлении от древних к молодым структурам увеличивается число минеральных видов, участвующих в формировании золоторудных месторождений, возрастает роль полистадийности процессов минералообразования, падает пробность золота, растет многообразие его примесного состава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белозерцева Н.В., Кокин А.В., Силичев М.К. Основные принципы прогнозирования и оценки золоторудности в терригенных толщах // *Геология, методы поиска и разведки месторождений полезных ископаемых*. — М., 1987. Вып. 2. С.7—12.
2. Войткевич Г.В., Кокин А.В. Изотопный состав свинца и генетические особенности некоторых месторождений Юго-Восточной Якутии // *Геология и геофизика*. 1979. № 1. С.46—51.
3. Кокин А.В. Эволюция источников металлов при формировании эндогенных рудных месторождений: Дис... докт. геол.-минер. наук. — Новосибирск, 1990.
4. Кокин А.В. Золото в терригенном верхоянском комплексе и изверженных породах Восточной Якутии // *Геология и геофизика*. 1990. № 3. С.47—55.
5. Кокин А.В. Золотое оруденение в дайках диабазов Сетте-Дабанского антиклинария // *Докл. АН СССР*. 1987. Т.295. № 2. С.443—446.
6. Кокин А.В., Силичев М.К. Литолого-петрохимические и геохимические особенности отложений, вмещающих стратиформное золотое оруденение в Юго-Восточной Якутии // *Литология и полезные ископаемые*. 1987. № 3. С.119—128.
7. Петровская Н.В. Самородное золото. — М.: Наука, 1973.
8. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений // *Рудные формации золоторудных месторождений*. М., 1976. Т. 2. С. 3—48

Структурный контроль серебряного оруденения в Верхне-Тарынском рудном узле

Ю.А. ФИЛИМОНОВ, А.М. СУЛЕЙМАНОВ

Верхне-Тарынский рудный узел расположен в бассейне верхнего течения р. Индигирки. Одним из первых внимание к этому району привлек К.Н. Рудич (1969, 1977), выделивший в центральной части хр. Сарычева кольцевую вулканоплутоническую структуру с Тарынским массивом дацитов в центре и указавший на благоприятную тек-

тоно-магматическую обстановку для локализации золото-серебряного оруденения.

В 1976—1984 гг. Верхне-Индигирской ГРЭ при проведении геологической съемки и поисков масштаба 1:50 000 в бассейне рек Большой Тарын и Ейемю было открыто несколько рудопроявлений серебра. Рудоносная территория площадью более 500 км²

объединена в Верхне-Тарынский рудный узел. Поисково-оценочные работы (1984—1989 гг.) позволили оценить наиболее перспективный объект — Купольное — как крупное промышленное месторождение. Одновременно с поисково-оценочными работами группой сотрудников Якутской Государственной поисково-съёмочной экспедицией выполнялось изучение структуры этого месторождения. Материалы исследований послужили основой настоящей статьи.

Геологическая позиция Верхне-Тарынского рудного узла и месторождения Купольное. Верхне-Тарынский рудный узел размещен в восточной части Сарычевской вулканоплутонической структуры. В строении ее участвуют разнообразие эффузивные, субвулканические и интрузивные породы преимущественно кислого состава, пространственное положение которых определяется системой дуговых и кольцевых разломов. В центральной части Сарычевской кольцевой структуры локализуются дациты и гранитоиды Тарынского массива.

Тарынский массив выполняет кальдерную депрессию и прорывает центральную часть и западное крыло Тарын-Юряхской грабен-синклинали. Субвулканические дациты образуются кольцевыми разломами, состоящими из более мелких дуговых структур.

Тарынский субвулкан облекают юрские и триасовые отложения, которые, судя по характеру и интенсивности геофизических полей, имеют небольшую мощность и в виде тонкой покрывки налегают на кровлю единого крупного гранит-гранодиоритового интрузивного тела.

Внутреннее кольцо Сарычевской структуры образуют сближенные дуговые и линейные разломы, ограничивающие Тарын-Юряхскую грабен-синклиналь. Ширина зоны разломов 1—3 км.

Внешнее кольцо Сарычевской структуры шириной 20—25 км фиксирует ряд интрузивов гранитоидов, к которым в пределах Верхне-Тарынского рудного узла относятся небольшие массивы Труд и Капризный.

Верхне-Тарынский узел размещается в пределах Тарынской аномальной зоны, характеризующейся низким уровнем поля силы тяжести и спокойным, в основном слабо отрицательным магнитным полем. Периферическое обрамление Тарынской зоны представлено полосой градиентов поля силы тяжести, четко повторяющей контур внешнего кольца гранитоидных массивов. Сравнительно высокоградиентный характер ограничения рассматриваемой зоны объясняется близостью к вертикали границ Сарычевского вулканоплутонического комп-

лекса, которые на большей части контура зоны — тектонические.

Внутреннее строение Тарынской зоны достаточно сложное. Судя по равномерно понижающемуся к центру уровню гравитационного поля и резким градиентным границам зоны, последняя сформирована гравитирующим влиянием крупного частично вскрытого интрузивного массива кислого состава, обладающего сложной морфологией. Многочисленные осложнения поля в виде локальных минимумов свидетельствуют о разном гипсометрическом уровне кровли массива в различных его частях. Центральная часть массива перекрыта субвулканическим телом дацитов, которые по плотности не отличаются от гранодиоритов, вследствие чего не проявляются в гравитационном поле.

Своеобразны минимумы центральной части Тарынской гравитационной зоны (верховья рек Большой Тарын, Тирехтях, Ейемю), которые характеризуются экстремальными значениями поля силы тяжести. Группа этих отрицательных аномалий образует полосу шириной 20—25 км, ориентированную в северо-западном направлении. Линейные участки изоаномал здесь хорошо согласуются с направлением градиентных уступов. Эту полосу можно рассматривать как юго-восточное продолжение Адыча-Тарынской зоны разломов. К этой полосе приурочена группа серебряных и олово-серебряных проявлений, объединенных в Верхне-Тарынский рудный узел.

Таким образом, региональным фактором, определяющим геологическую позицию Верхне-Тарынского узла, является размещение его в пределах Сарычевской вулканоплутонической структуры на участке пересечения ее Адыча-Тарынской системой разломов. Зона Адыча-Тарынского разлома сохраняет здесь золото-сурьмяную специализацию, а вулканоплутоническая структура контролирует размещение серебряного оруденения.

Для определения позиции Купольного месторождения в структуре узла рассмотрим два фактора — магматический и структурный. В целом для магматитов района Купольного месторождения характерна высокая степень дифференциации магмы: от диоритов и тоналитов до лейкократовых субщелочных гранитов и аплитов.

В гранитоидах массива Труд отчетливо проявлена геохимическая специализация на ведущие рудные элементы узла — олово и серебро. Отмечено повышенное содержание в минералах — концентраторах (биотите и турмалине) олова — до 3000 г/т, серебра

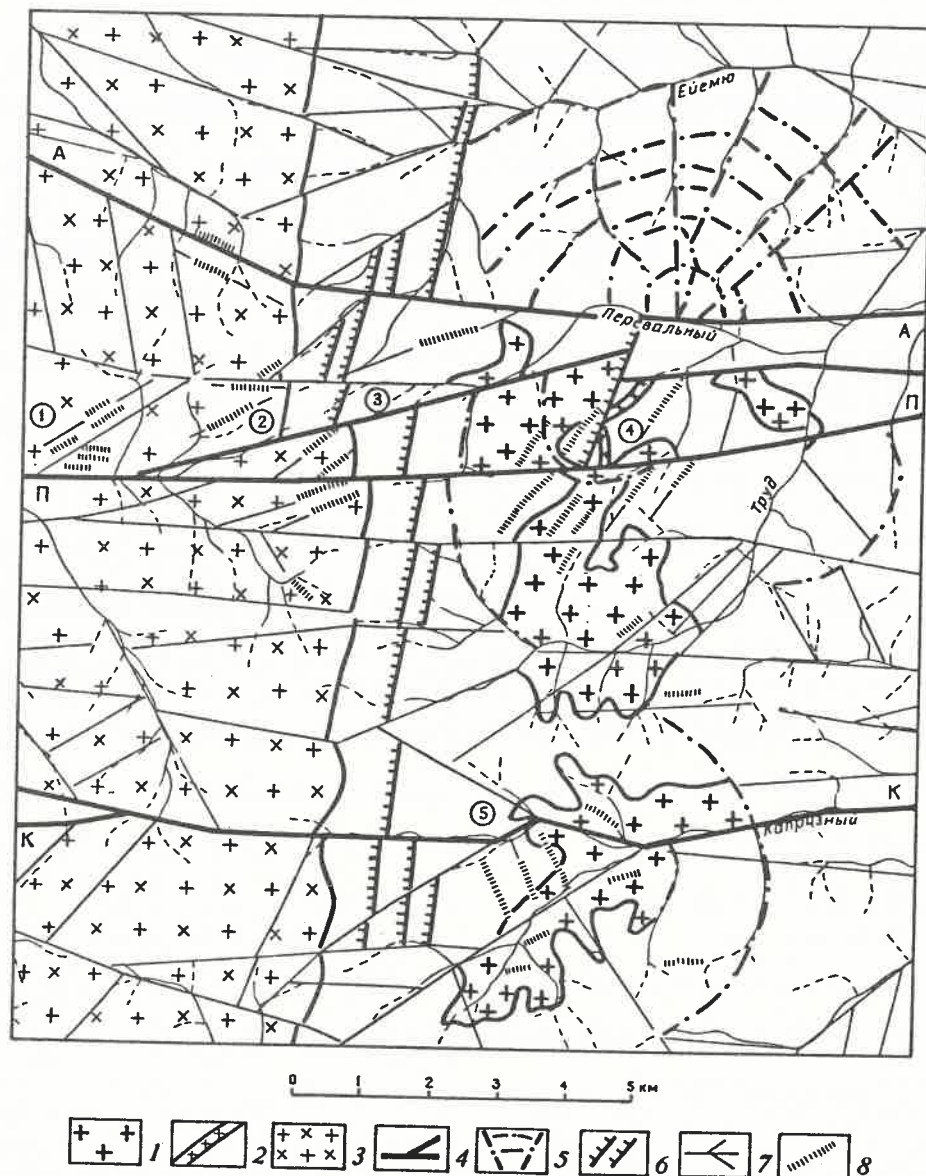


Рис. 1. Схема разрывной тектоники Верхне-Тарынского рудного узла:

1 — гранодиориты; 2 — гранодиорит-порфиры; 3 — дациты; 4 — рудоконтролирующие сдвиги: Аидинский (А), Перевальный (П), Капризный (К); 5 — кольцевые и радиальные разломы; 6 — сбросы; 7 — малоамплитудные разломы; 8 — рудные тела с серебряной минерализацией; месторождение и рудопоявления серебра: 1 — Сахчан, 2 — Серп, 3 — Перевальное, 4 — Купольное, 5 — Хара-Тас

до 100 г/т. В последовательных дифференциатах магматитов содержание олова и серебра повышается от ранних к поздним членам серии в 2—4 раза.

Оруденение локализуется в основном в эндоконтактовой части массивов и более интенсивно проявлено в апикальных выступах. В экзоконтакте во вмещающих орго-викованных породах интенсивность олово-серебряной минерализации, как правило, резко снижается.

Характерна приуроченность магматических пород и рудопоявлений или конкретных рудных тел к однотипным структурам.

Одним из примеров этого является пространственная связь даек аплитов и рудных тел на Купольном месторождении.

Исходя из приведенных данных, можно говорить об олово-серебряной специализации гранитоидов, завершающих становление Сарычевской вулканоплутонической структуры и связи с ними серебряных и олово-серебряных проявлений узла и, в частности, Купольного месторождения.

Большое влияние на размещение рудопоявлений узла оказала разрывная тектоника. Зона Адыча-Тарынского разлома предопределила местоположение рудопояв-

ний, которые непосредственно примыкают к главным тектоническим швам. На космических телевизионных снимках и мелкомасштабных аэрофотоснимках отчетливо дешифрируются два главных разлома субширотного направления (рис.1): Перевальный и Капризный.

Анализ материалов по рудопроявлениям Верхне-Тарынского узла показывает, что они представлены крутопадающими жилами и минерализованными зонами, приуроченными к разрывам северо-восточного, реже северо-западного и широтного простираний. Пространственное размещение их подчинено строгой закономерности: практически все известные проявления серебра здесь приурочены к разрывам оперения крупных рудоконтролирующих тектонических швов: северного — Перевального и южного — Капризного разломов.

Вдоль Перевального разлома с запада на восток локализуются рудопроявления Эжва, Сахчан, Серп, Перевальное и месторождение Купольное. В зоне влияния разлома Капризный размещаются рудопроявления Дичек, Пластовое, Хара-Тас.

Ориентировка рудовмещающих разрывов относительно главных рудоконтролирующих разломов показывает, что сформировались они при правосдвиговых смещениях по главным швам.

Рудные тела Купольного месторождения размещаются в сколовых разрывах, оперяющих субширотные швы разлома Перевальный, и локализуются преимущественно в пределах выходов гранитоидов.

Из сказанного следует, что геолого-структурная позиция рудных объектов Верхне-Тарынского узла, в том числе Купольного месторождения, определяется отчетливой связью оруденения с гранитоидами, завершающими становление Сарычевской структуры, размещением вдоль крупных рудоконтролирующих разломов и локализацией в сколовых разрывах, оперяющих эти разломы.

Структура месторождения Купольное. Район месторождения сложен терригенной толщей верхнетриасовых пород, на значительных участках перекрытых верхнечетвертичными ледниковыми и современными делювиальными и аллювиальными отложениями. Осадочная толща прорвана и метаморфизована гранитоидами массива Труд.

В составе норийских отложений верхнего триаса выделены следующие стратиграфические подразделения (лоны): *Otapiria ussuriensis* (около 490 м), *Monotis scutiformis* (310—330 м), *Monotis ochotica*

(около 460 м) и *Tosapecten efimovae* (300—310 м).

В разрезе осадочной толщи резко преобладают глинистые разности — алевролиты и аргиллиты, отмечаются также прослои мелкозернистых песчаников. Состав пород с небольшим содержанием относительно хрупких минералов (кварц, полевые шпаты), заметным количеством высокопластичных минералов — серицита, хлорита, биотита, преобладающим базальным типом цемента существенно глинистого состава с большим количеством углистого вещества обуславливают высокую пластичность пород в целом. Тонкослоистые структуры алевролитов создают значительную степень физической анизотропии.

Существенно глинистый состав разреза, высокая пластичность и физическая анизотропия делают вмещающие осадочные породы неблагоприятными для формирования протяженных проницаемых рудовмещающих структур и благоприятными для экранирования рудных растворов из-за низкой проницаемости.

Магматические образования слагают большую часть площади месторождения, представлены догранитоидными дайками и силлами долеритов, гранитоидным массивом Труд, его жильными дериватами — дайками гранодиорит-порфиров и аплитов, а также постгранитоидными дайками молодых базальтов. Возраст долеритов — среднеюрский, гранитоидов — ранний мел, возраст постгранитоидных базальтов принят условно как поздний мел.

Массив Труд, в пределах которого локализуется большинство рудных тел месторождения, сформировался в три фазы: тоналиты, меланократовые и нормальные гранодиориты, граниты, характеризующиеся фациальными взаимоотношениями, внедрялись в первую фазу, дайки гранодиорит-порфиров — во вторую, дайки аплитов — в третью.

Купольное месторождение размещается на западном крыле Ейемюнской антиклинали, сопряженной на западе с Тарын-Юряхской грабен-синклиналью. Протяженность антиклинали 20—25 км, ширина 15 км, простирание север-северо-западное. В своде складки обнажены нижне- и средненорийские, а на крыльях — средне- и верхненорийские отложения.

Крупными субширотными разломами, проходящими по долинам ручьев Ейемю, Капризный, Перевальный, Ейемюнская антиклиналь рассечена на крупные блоки, опущенные один относительно другого к северу. Об этом свидетельствует удревнение

пород в блоках с юга на север от отложений лоны *Monotis ochotica* до пород лоны *Otapiria* и *Pinackoceras*.

Довольно интенсивно проявлена приразломная складчатость. Мелкие лежащие (наклон осей на восток под углами $30\text{--}35^\circ$) почти изоклинальные складки с острыми замками и размахом крыльев $10\text{--}15$ м зафиксированы вблизи крупных субмеридиональных сбросов. Следует отметить, что какого-либо контроля складчатыми структурами оруденения не отмечается.

Чрезвычайно широко развиты в районе месторождения разрывные нарушения различного масштаба и возраста. Они осложняют складчатые структуры, рассекая их на отдельные блоки, контролируют положение магматических образований; преимущественно разрывной тектоникой определяется размещение оруденения.

По относительному возрасту, связи с определенными этапами формирования структуры месторождения, отношению к оруденению выделяются четыре основные группы разрывных нарушений: 1) ранние субмеридиональные сбросы этапа кальдерообразования; 2) кольцевые (дуговые) и радиальные разломы этапа внедрения гранитоидов; 3) субширотные сдвиги и взбросо-сдвиги и оперяющие их нарушения северо-восточного и северо-западного простирания (рудный этап); 4) пострудные сдвиги, сбросо-сдвиги, сбросы.

Ранние субмеридиональные сбросы широко распространены вблизи Тарынского массива. Эти разломы представляют собой систему ступенчатых сбросов, ограничивающих с востока Тарын-Юряхскую грабен-синклиналь (кальдеру вулканоструктуры).

Образование кольцевых и дуговых разломов следующей группы связано со «штамповым» воздействием внедрявшихся куполов гранитоидов. Кольцевая структура ограничена внешними дуговыми разломами, дешифрирующимися по долинам ручьев Ей-мю и Капризный. По долине руч. Перевальный кольцевая структура сечется широтным разломом на северный и южный блоки. Северный блок опущен относительно южного. Соответственно южный блок эродирован в большей степени, в нем вскрыты гранодиориты, а в северном менее эродированном блоке обнажается надынтрозивная часть структуры, сложенная ороговикованными породами. Вследствие разной степени эродированности различаются рисунок и масштабы проявления разломов. Если в южном блоке сохранился лишь оконтуривающий кольцевой разлом, трассируемый долиной руч. Труд, то в северном

блоке отчетливо видны как кольцевые (полукольцевые), так и радиальные разломы, образующие типичную структуру «битой тарелки» (см. рис.1).

Субширотные сдвиги и взбросо-сдвиги радиальны по отношению к кольцевой вулканоструктуре. Заложились они, по-видимому, в момент формирования Тарынского субвулкана и активно проявлялись в последующих тектонических движениях. Главные разломы (Аидинский, Перевальный, Капризный) — рудоконтролирующие, что уже было показано.

В качестве примера охарактеризуем разлом Перевальный, с которым связано месторождение Купольное. Разлом прослеживается в субширотном направлении на западе по долине руч. Тарыннах, на востоке — по долине и правобережью руч. Перевальный, пересекая всю площадь Верхне-Тарынского рудного узла на протяжении более 20 км. На западе разлом рассекает Тарынский субвулкан, смещая его контакт на 1,2 км, в районе месторождения сечет примерно пополам Купольную кольцевую структуру, связанную с внедрением гранитоидов массива Труд, причем наряду с горизонтальными перемещениями блоков здесь отчетливо выражено и вертикальное смещение с опусканием северного блока.

Разлом представляет собой систему из 2-3 сближенных субпараллельных тектонических швов, чаще субвертикальных, участками имеющих падение к северу под углами $75\text{--}85^\circ$. При съемке масштаба 1:50 000 и детальных поисках разлом определен как взбросо-сдвиг с амплитудой вертикальных смещений в первые сотни метров и горизонтальным перемещением 1,0—1,2 км. По нашему мнению, однозначное определение этого разлома не совсем верно. Являясь структурой достаточно длительного развития, он проявлял себя по-разному. Возникнув, по-видимому, как один из радиальных разломов в системе кольцевых и радиальных разломов, связанных с формированием Сарычевского вулканоплутона, в дальнейшем он «работал» как сдвиг и взбросо-сдвиг в рудный этап и преимущественно как сброс в пострудный (новейший) этап развития структуры района.

Практически на всем протяжении разлом Перевальный сопровождается оперяющими сколовыми разрывами северо-восточного простирания. Разрывы — крутопадающие, падение преимущественно на северо-запад под углом $75\text{--}85^\circ$, сопровождаются минерализованными зонами дробления мощностью от 1 до 12 м с метасоматическим окварцеванием, сульфидизацией, ар-

Схема формирования структуры месторождения Купольное

Этап деформации	Кинематика	Реконструкция полей напряжения	Элементы структуры, магматизм, оруденение
Складчатый	Субширотное сжатие — продольный изгиб	σ_1 — около 265° σ_2 — около 355°	Образование линейных и брахиформных складок. Внедрение силлов долеритов
Кальдеро-образования	Субширотное растяжение	—	Образование кольцевых (дуговых) сбросов, формирование гигантской кальдеры. Внедрение в близповерхностные камеры проседания дацитов.
Внедрения гранитоидов	«Штамповое» воздействие гранитоидов	—	Образование в надынтрузивной толще куполовидных поднятий, кольцевых и радиальных разломов. Внедрение гранитоидов, даек гранодиорит-порфиоров, аплитов
Рудный	Сжатие юго-западное — северо-восточное	σ_1 — 210° 23° σ_2 — 40° 75° σ_3 — 300° 6°	Правосдвиговые смещения по субширотным разломам с образованием оперяющих сколовых разрывов северо-восточного простирания. Левые сдвиги (взбросо-сдвиги) по оперяющим разрывам, образование сереброрудных тел
Пострудный	Субширотное сжатие	σ_1 — 268° 14° σ_2 — 58° 75° σ_3 — 178° 84°	Левосдвиговые смещения по субширотным разломам. Ступенчатые сбросы по субширотным разломам

гиллизацией и проявленным участками прожилково-вкрапленным серебряным оруденением. К оперяющим нарушениям приурочены также потоки рассеяния и площадные геохимические аномалии серебра и олова.

Среди пострудных нарушений выделены две группы: 1) ранние, проявившиеся в условиях регионального субширотного сжатия с левосдвиговыми смещениями по широтным разломам; 2) поздние сбросы различной амплитуды. Пример нарушений первой группы — широтный разлом, срезающий южные фланги рудных тел 1, 2 и 5. Амплитуда смещения по этому разлому достигает 450 м. Сбросы второй группы зафиксированы на северном фланге месторождения, в том числе по главному шву Перевального разлома. Амплитуда сбросовых перемещений составляет от первых десятков метров до 300 м.

Данные по этапности в становлении вулканоплутонической структуры и гранитоидных массивов, взаимоотношению различных групп разрывных нарушений, приуроченности оруденения к определенным системам разрывов, наличию пострудных нарушений, реконструкции полей напряжений различных стадий позволили наметить историю формирования структуры месторождения (таблица).

Морфология и строение рудных тел определяются рядом факторов, главные из которых тип и масштабы предрудных и внутрирудных деформаций, морфологические особенности рудовмещающих разрывов, разобщение или совмещение руд разных стадий минерализации и интенсивность проявления этого процесса. Совместное

проявление подобных факторов привело к большому разнообразию формы и строения рудных тел месторождения.

Наряду с простыми жилами выполнения, «одноактными» минерализованными зонами дробления встречаются более сложные формы — жилы полосчатого строения с совмещением нескольких стадий минерализации, зоны сетчатого прожилкования, минерализованные зоны многократного дробления, оруденелые зоны метасоматической проработки вмещающих пород. Морфология и строение рудных тел еще больше усложняются, когда проявляются сочетания указанных форм: жил выполнения и зон дробления, жил выполнения и зон метасоматитов и др.

В пределах месторождения выявлено 20 рудных тел, в разной степени изученных горными выработками и буровыми скважинами. Как пример, охарактеризуем рудное тело 1 — наиболее крупное и перспективное на месторождении (рис. 2). Протяженность рудного тела 1300 м по простиранию и более 250 м по падению. Мощность тела изменяется в зависимости от его морфологии: на участках жильного выполнения она наименьшая — 0,2—0,9 м, зон дробления — 0,5—5 м, зон метасоматитов — 0,5—11 м. С поверхности рудное тело вскрыто канавами и траншеями, на глубину — штольней и скважинами. Минеральный состав руд достаточно простой: кварц (50–90%), мангансидерит (10–30%), галенит (1–5%), сульфосоли олова и серебра (1–3%), участками — самородное золото. Субпараллельно рудному телу 1, сопрягаясь с ним или располагаясь кулисообразно, находятся рудные тела 2, 3, 4, 7, 8.

простирацию изменяется: участки минерализованной зоны дробления чередуются с жилами выполнения, отмечаются также оруденелые линзовидные раздувы зон метасоматитов с секущими рудными прожилками.

Минерализованные зоны и жилы повсеместно сопровождаются окolorудноизмененными породами пирит (лимонит)-серицит-кварцевого состава (березитами), участками аргиллизированными. Ширина зон измененных пород изменяется от 0,5 до 3 м.

Относительно высокая степень вскрытия рудного тела 1 позволила выполнить структурно-геометрический анализ его путем построения продольной вертикальной проекции лежащего контакта в изолонгах (см. рис. 2,Б). При этом определилась сложная морфология рудовмещающей полости, имеющей гофрированную поверхность с отчетливыми асимметричными волнами. Волны расположены в плоскости рудного тела косо со склонением около 70—80°. Ширина волн от 170 до 270 м. Длина коротких граней 50—60 м, длинных — 11—120 и 180—200 м. Простираание коротких граней 40—50°, длинных — 25—40°.

Одновременно был выполнен анализ распределения оруденения в плоскости тела для выявления связи оруденения с морфологией рудовмещающей структуры. Установлено, что распределение оруденения носит неравномерный характер с концентрацией в отчетливо выраженных крутопадающих столбах (см.рис. 2,В). Рудные столбы — субпараллельны и приурочены к длинным граням гофрированной поверхности рудовмещающей полости. На южной длинной грани, осложненной поперечными изгибами, размещено два рудных столба.

Закономерное положение рудных столбов указывает на связь их с морфологией рудовмещающего разрыва и формированием в процессе приоткрывания граней при повторных подвижках. Простейшее моделирование показывает, что приоткрывание длинных граней и образование столбов рудного тела 1 происходило при левом сдвиге.

Рудный столб 1 вскрыт на поверхности в районе канав 221, 229, по штольне — между рассечками 3 и 9, ниже штольнего горизонта подсечен скважинами. Ширина рудного столба 100—120 м, склонение северо-восточное 62—70°. По падению прослеживается на 380 м до пересечения скважиной и, вполне вероятно, продолжается на глуби-

ну. Характеризуется высокими содержаниями серебра на горизонте штольни — 1900—2350 г/т, ниже штольни соответственно 2280 и 2310 г/т и на самом нижнем уровне — 432 г/т.

Рудный столб 2 на поверхности вскрыт в районе канав 228А и 212, на штольневом горизонте — между рассечками 15 и 23. Ширина рудного столба 100—120 м, склонение переменное: в верхней части — 80—85°, ниже штольни — 65—70°. На глубоких горизонтах столб не вскрывался, но, экстраполируя данные скважины, можно принять протяженность его по падению 210—220 м. Содержание серебра в пределах столба 800—1520 г/т.

Рудный столб 3 на поверхности выходит между канавами 217 и 209, на штольневом горизонте фиксируется между рассечками 27 и 31. Ширина столба 50—70 м, протяженность по падению до горизонта штольни 140 м, а с экстраполяцией на глубину — 200—210 м. Содержания серебра в пределах контура столба 490—1770 г/т.

Рудный столб 4 на поверхности обнажается в районе канавы 205, на штольневом горизонте — в районе рассечки 37, ниже штольни вскрыт скважиной. Ширина столба 70—80 м, протяженность по падению с учетом экстраполяции может достигать 300—320 м. Содержания серебра в пределах столба составляют 560—2710 г/т.

Аналогичный характер распределения оруденения выявлен также по рудному телу 2.

В заключение следует отметить, что в результате выполнения комплекса структурных исследований определена геологическая позиция Верхне-Тарынского рудного узла и нового крупного объекта — Купольного месторождения серебра, уточнена структура этого месторождения, выявлены структурно-морфологические особенности наиболее перспективных рудных тел месторождения (1 и 2); в пределах этих рудных тел установлены закономерности положения рудных столбов. Результаты структурных исследований позволяют целенаправленно проводить на месторождении Купольное разведочные работы.

Приведенные материалы показывают, что для всех рассмотренных таксонов: рудного узла, месторождения, конкретных рудных тел — решающее значение в размещении и локализации серебряного оруденения имел структурный фактор.

Новый этап картографирования территории Якутии

В.А.ЯН-ЖИН-ШИН, А.С.УРЗОВ, В.С.ГРИНЕНКО, Г.В.БИРЮЛЬКИН, Ю.Л.СЛАСТЕНОВ,
В.Б.СПЕКТОР, В.А.КАМАЛЕТДИНОВ, В.С.ПРОКОПЬЕВ

В Якутской государственной поисково-съёмочной экспедиции (ЯГПСЭ) Госкомитета Республики Саха (Якутия) по геологии и недропользованию подготовлена к изданию многоцветная полистная (всего 81 лист) Геологическая карта Якутии масштаба 1:500 000. Карта демонстрирует строение крупного участка земной коры площадью более 3,1 млн км², охватывающего древнее стабильное ядро материковой коры (Сибирская платформа — восточная часть) и фрагменты его подвижного обрамления (Верхояно-Чукотская, Байкало-Патомская и Джугджуро-Становая складчатые области).

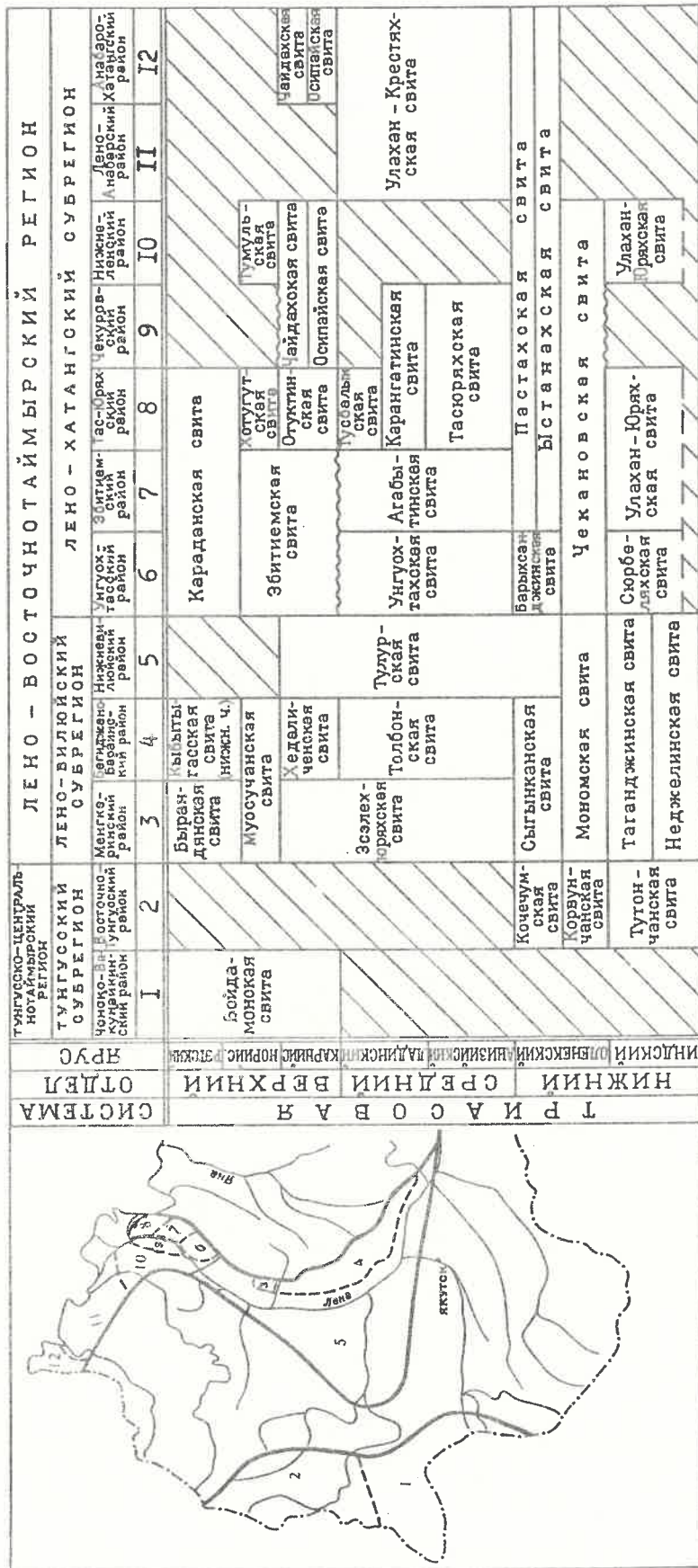
Фактографическую основу геологической карты составляют результаты геологических съёмок масштабов 1:200 000 и 1:50 000, региональных геофизических исследований, глубокого бурения, специализированных тематических и научно-исследовательских работ. Редакционная коллегия карты создана при Госкомитете Республики Саха (Якутия) по геологии и недропользованию, а рабочая авторская группа в ЯГПСЭ. В составлении карты приняли участие ведущие специалисты ПГО «Якутскгеология»: Центральной комплексной тематической, Аллах-Юньской, Ботуобинской, Амакинской экспедиций, а также НПО «Аэрогеология» и Якутского государственного университета. По детальности расчленения разновозрастных толщ и информативности карта отвечает содержанию геологических карт масштаба 1:200 000, отличаясь значительно большей обзорностью.

Для удобства издания и пользования карта разделена на 11 составительских блоков: Нижне-Оленекский, Ботуобинский, Моркокинский, Западно-Верхоянский, Центрально-Якутский, Южно-Якутский, Новосибирский, Верхнеиндигирский, Нижнеянский, Индигиро-Колымский, характеризуемых общностью геологического строения, принадлежностью к одному геолого-экономическому региону и объединяющих от 4 до 11 листов масштаба 1:500 000. Каждый из 11 блоков сопровождается тектонической и геофизической схемами масштаба 1:1 500 000. К каждому листу карты прилагается также схема корреляции разрезов осадочных толщ с палеонтологическими и палинологическими характеристиками, таблицы химического состава основных типов магматических пород, схемы использованных материалов.

Эти приложения во многом заменяют, а по наглядности превосходят традиционные объяснительные записки.

Авторским коллективом проведена большая научная работа и решена сложная задача по обобщению разнообразного геологического материала на огромной территории Республики Саха (Якутия). Очевидно, что целостность столь большой карты могла быть обеспечена только хорошо продуманной легендой. При ее построении пришлось сочетать стремление к наиболее полному отображению реальных результатов производственного геокартирования с максимальным учетом достижений тематических и научно-исследовательских работ, включая предыдущий опыт сводного картосоставления. Наиболее сложными стали вопросы расчленения и корреляции многокилометровых по мощности стратифицированных толщ, показанных на нескольких тысячах самостоятельных геологических картах, составившихся в течении 20—25 лет. Не вызвала сомнения целесообразность сохранения первоначального подхода геологов-съёмщиков, использовавших, как правило, местные стратиграфические схемы. Все многообразие этих схем упорядочено с помощью стратиграфического районирования, основные принципы которого разработаны применительно к ордовика Сибирской платформы [6].

Принцип подхода к районированию фанерозойских образований можно продемонстрировать на примере районирования триасовых отложений Западной Якутии. Здесь выделены два существенно различных по истории геологического развития стратиграфических региона: Тунгусско-Центральнотаймырский, где развиты континентальные, преимущественно вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования, и Лено-Восточнотаймырский, характеризуемый развитием морских и континентальных, преимущественно терригенных образований, распространенных в обрамляющих Сибирскую платформу с севера и востока краевых прогибах и в Вилюйской синеклизе. Взаимоотношение между отложениями, развитыми в пределах выделяемых здесь субрегионов и районов, отражены на рисунке. Не вдаваясь в подробное описание принятой нами процедуры стратиграфического районирования, отметим, что выделение регио-



1 2 3

Взаимоотношение триасовых отложений Западной Якутии и их стратиграфическое районирование:

границы: 1 — регионов, 2 — субрегионов, 3 — районов; 1—12 — районы

нов, субрегионов, районов и площадей основывается на более объективном материале многочисленных стратиграфических разрезов, чем существенно менее определенное деление территории на структурно-фациальные или структурно-формационные зоны. Через ранжированные подобным образом единицы стратиграфического районирования последовательно увязаны или скоррелированы близкие по возрасту фанерозойские стратиграфические подразделения разного объема (см. рисунок).

Более сложным путем пришлось идти при составлении Геологической карты Алданского щита (Южно-Якутский блок). Это обусловлено как большой путаницей в классификации и номенклатуре разнообразных магматических пород региона, так и необходимостью расчленения инфра- и супракрустальных образований архея, восстановления их первичной природы и последующей классификации. Основной упор при решении этих проблем сделан на петрохимическую характеристику пород с составлением «Карты размещения химических анализов горных пород». Карты Южно-Якутского блока сопровождаются массивом около 15 000 химических анализов.

Восстановление первичной природы метаморфических толщ проведены по методике В.А.Кудрявцева [2,3], основанной на эмпирических закономерностях распределения основных породообразующих оксидов. Сравнение результатов восстановления первичных пород по многим известным методикам по нескольким тысячам анализов слабометаморфизованных пород верхнего архея и нижнего протерозоя западной части Алданского щита с четко сохранившимися реликтами осадочных, вулканогенных и интрузивных пород, а также метаморфизованных рифейско-фанерозойских осадков и магматитов показало преимущества принятой методики В.А.Кудрявцева. В дальнейшем были рассчитаны субмодальные минеральные составы для всех типов пород. Осадочные породы диагностировались по методике О.М.Розена и др. [5], магматические породы по методике А.Ритмана [4]. И только после этих процедур определялись классификация и номенклатура пород, проводилась индексация геологических тел, уточнялся состав магматических комплексов, стратиграфических подразделений всех рангов и осуществлялось районирование региона. Классификация магматических пород определялась по [1].

Составление геологической карты Якутии

масштаба 1:500 000 на основе единых требований и разработанных авторами условных обозначений, взаимная увязанность блоков карт, действенная система научно-методического руководства работами и регулярная апробация материалов в научно-редакционном Совете Роскомнедра при ВСЕГЕИ (г.Санкт-Петербург) обеспечивают ей высокое качество, информативность и современный уровень знаний по геологии Якутии. Она может стать надежной основой для специальных карт: информационных, тектонических, геодинамических, геохимических, минерогенических, геолого-экологических и др. Карта представляет также интерес для широкого круга специалистов, пригодна для учебных целей в высших и средних учебных заведениях. В 1994 г. выходят из печати три блока Геологической карты Якутии масштаба 1:500 000, остальные блоки листов карты будут опубликованы в 1996—1998 гг. К карте составлена объяснительная записка, в которой отражены цели, задачи, методика составления карты, принципы стратиграфического районирования осадочных, магматических и метаморфических образований. Приведено описание стратиграфических районов и магматических провинций. Рассмотрены районирование геофизических полей и принципы построения тектонических схем как в геосинклинальных, так и плитотектонических моделях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева Е.Д., Васкина В.А., Богатиков О.Т. и др. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. — М.: Наука, 1983. Т. 1—2.
2. Кудрявцев В.А. Сопоставление химизма горных пород по частотным характеристикам распределения петрогенных компонентов // Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка. 1985. № 6605-85. Деп. 10.09.95.
3. Кудрявцев В.А. Методика сопоставления горных пород по частотным характеристикам распределения петрогенных компонентов и дискриминантным функциям // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геологии. 1987. Т. 62. Вып. 2. С. 94—109.
4. Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. Метод пересчета с дополнениями В.Готтини, У.Хьюерса, Н.Пихлера, Р.Стенгелина. — М.: Мир, 1975.
5. Розен О.М., Нистратов Ю.А., Злобин В.Л. и др. Метод вычисления минерального состава осадочных и седиментогенно-метаморфических пород по их химическим анализам: обоснование и программа ЭВМ. — М.: ВИНТИ, 1982. № 3768-82. Деп.
6. Тесаков Ю.Н., Малич Н.С., Занин Ю.Н. Стратиграфическое районирование // Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск. 1975. С. 16—18.

Происхождение и корреляция докембрийских комплексов — модель эволюции глобального магматического океана (на примере Алданского щита)

В.С.ШКОДЗИНСКИЙ, В.Д. ГАБЫШЕВ

Эволюция магматического океана и генезис геосфер. Регионально метаморфизованные комплексы, слагающие большую часть объема континентальной коры и содержащие многие важнейшие полезные ископаемые, являются самыми древними породами, поэтому решение большинства вопросов их геологии и петрологии тесно связано с представлениями о происхождении Земли. В свете еще недавно господствовавших идей О.Ю. Шмидта о формировании Земли в результате холодной аккреции обычно предполагалось, что условия образования исходных пород древнейших комплексов были близки к современным.

Такой актуалистический подход привел к появлению большого количества нерешенных проблем архея (природы кислой коры, гранулитов, гранитизации и ареального метаморфизма, причин отсутствия пород древнее 4 млрд лет и др.), что стимулировало возникновение противоположных представлений о специфичности ранних стадий развития Земли.

Установление анортозитового состава лунных континентов с началом космических полетов неожиданно показало существование импактного плавления вещества при аккреции планет земной группы и формирование их недр в процессе фракционирования глобального магматического океана. Последовавшие затем интенсивные исследования подтвердили существование на ранних стадиях развития Земли глобальных процессов дифференциации [1, 2, 10, 15] и магматический ее характер [10].

Было предложено значительное число моделей фракционирования земного магматического океана [6, 12, 14 и др.]. По разработанной авторами концепции [12, 14], аккреция Земли началась со слипания намагниченных железнометаллических частиц и привела к формированию железного ядра, внешняя часть которого была изначально расплавленной вследствие повышенных интенсивностей падений этих частиц и импактного тепловыделения на поздней стадии этого слипания. Возникший при дальнейшей аккреции силикатный магматический океан кристаллизовался и фракционировал в придонной части под влиянием увеличения нагрузки новообразованных его верхних частей. Интенсивность выпадения материала возрастала во времени, что привело к повы-

шению температуры, глубины океана и давления при его придонном фракционировании. Выделяются низко- (менее 0,5 ГПа), средне- (0,5—1,5 ГПа) и высокобарические (1,5—7 ГПа) стадии этого фракционирования, сформировавшие ультраосновные кумулаты соответственно нижней, переходной и низов верхней мантии, а также слои остаточных расплавов (сверху вниз): в среднем кварцевого толеита (мощностью 24 км), высокоглиноземистого базальта (42,5 км) и пикрита (172,5 км). Последовавшее затем постаккреционное внутрислойное фракционирование магматического океана обусловило образование кумулатов средней части верхней мантии с линзами затвердевших различных щелочных остаточных расплавов (кумулятивных перидотитов, пироксенитов, амфиболитов и анортозитов верхних частей верхней мантии с линзами средних по составу остаточных расплавов разной щелочности) и слоя мощностью около 9 км в среднем слое гранодиоритовых мигм, покрывавшего всю поверхность Земли. Последующее фракционное и декомпрессионное плавление затвердевших остаточных расплавов при тектонических деформациях и процессах выжимания подплавленных пород приводило к образованию идентичных им по составу магм. После скупивания гранодиоритового слоя при формировании несодержащей кислой составляющей коры океанов средняя мощность его должна увеличиться до 21,6 км. Это согласуется с современной мощностью коры континентов (35—40 км), если учесть, что в составе ее присутствует материал более поздних мантийных магматических пород. Как будет показано ниже, формированием в процессе затвердевания слоя гранодиоритовой мигмы обусловлены главные специфические особенности древнейших гнейсовых толщ.

Затвердевание океана мигмы и природа особенностей состава и метаморфизма гнейсовых толщ. Как показывают расчеты, при охлаждении верхних частей кислого по составу океана мигмы плотность формировавшейся полужатвердевшей коры сначала могла несколько уменьшаться вследствие консервации в ней части выделившихся газов и она приобретала плавучесть. Однако затем с увеличением мощности средняя ее плотность должна была увеличиваться вследствие резкого уменьшения удельного

объема газов при повышенном давлении в нарастающей нижней части коры. Поэтому она становилась в среднем более плотной, чем подстилающие мигмы и тонула в них. Это показано на рис. 1, а, где стрелка "а" иллюстрирует уменьшение, а "б" — увеличение плотности затвердевавшей коры по мере ее утолщения. При показанном на рис. 1, б распределении составов и содержаниях расплава в мигме 30 % глубина погружения коры составляла почти 6,2 км. Ниже лежащая мигма поднималась на место утонувшей затвердевшей и процесс повторялся. Мигмы, расположенные ниже погружившейся коры, охлаждались под ее влиянием и также периодически тонули. Поэтому охлаждение океана мигмы должно было происходить путем протекавшего на разных уровнях погружения остывших и уплотнившихся частей и подъема на их место менее остывших. В связи с высокой вязкостью затвердевших мигм эти процессы должны были сопровождаться интенсивными пластическими деформациями тонувших и всплывших частей и преобразованием первичных магматических структур и текстур в близкие к метаморфическим. Вследствие еще очень высокой температуры земной поверхности и отсутствия значительных температурных градиентов отделявшиеся из мигм газовые эманации рассеивались в раскаленной газовой оболочке и не формировали гидротермальное оруденение.

Многие исследователи обращали внимание на резкое количественное преобладание в наиболее глубокоэродированных шитах тоналито-гранодиорито- и гранитогнейсов, которые по особенностям текстуры похожи на ритмично расслоенные магматические породы [5, 13] и отличаются как от типичных интрузивных гранитов (нет магматических структур, признаков оседания плотных включений, гидротермального оруденения), так и от метаморфизованных вулканогенных пород (часто постепенные переходы между разными по составу породами, отсутствие гидротермального оруденения, текстурных признаков существования пирокластики). В последние годы содержащие только эти породы толщи на Алданском щите [4] и в других регионах начали выделять как инфракрустальный гранитогнейсовый комплекс, слагающий основание континентов. Природа этого комплекса и преимущественно ортогнейсовых вышележащих толщ оставалась загадочной. Непонятна судьба и протокоры, вещество которой, судя по результатам изотопных исследований различных мантийных пород, формировалось на ранней стадии развития Земли (4—4,5 млрд

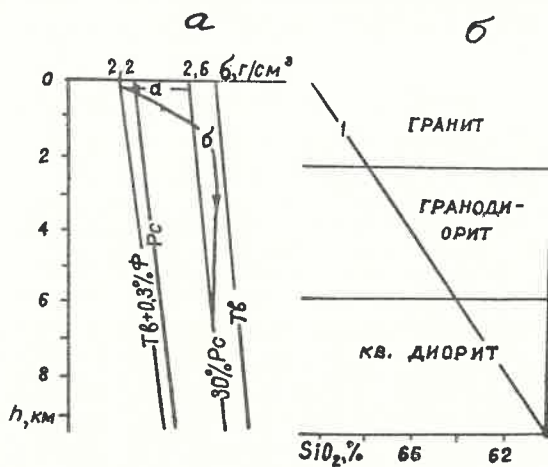


Рис. 1. Изменение с увеличением глубины h , плотности σ расплава P_c , твердых фаз T_b при затвердевании океана мигмы от 30 % P_c + 70 % T_b до 99,7 % T_b + 0,3 % флюида Φ (а) и принятое изменение среднего содержания кремнекислоты с глубиной [1] (б)

лет назад) и привело к возникновению деплетированной мантии, но пока считается невыявленным, т. к. известные кислые породы обычно имеют абсолютный возраст значительно менее 4 млрд лет. Небольшой объем древних осадков не позволяет предполагать ее размыв.

Из моделей эволюции глобальных океанов магмы и мигмы следует, что рассматриваемые гнейсовые комплексы и являются этой протокорой. Исходный для них остаточный кислый расплав в основном образовался при глобальном магматическом фракционировании 4,5—4 млрд лет назад и очень длительно затвердевал вследствие огромного его объема. Цифры абсолютного возраста гнейсовых комплексов (обычно 1,8—3,5 млрд лет) отражают преимущественно этап окончательного затвердевания этого расплава, а не время его образования. Их преимущественно метаморфические структуры и признаки интенсивных пластических деформаций при характерном для магматических пород составе отражают длительную динамическую эволюцию в составе океана мигмы, а отсутствие связанного с ними гидротермального оруденения — очень высокую температуру земной поверхности при такой эволюции.

Полученные в последнее время данные [7] о большей характерности для архея вертикальных движений при деформациях по сравнению с более поздними эпохами согласуется с разработанной моделью. Длительное остывание океанов магм и мигм является причиной отсутствия на Земле пород древнее 4—4,1 млрд лет и следов гигантской метеоритной бомбардировки, типич-

ных для других планет, на которых постакреционный магматический океан имел меньшую глубину и поэтому затвердевал до окончания данной бомбардировки.

Для большинства преимущественно ортогнейсовых толщ характерно присутствие обычно разобренных пластообразных тел хемогенных парапород — кварцитов, мраморов, высокоглиноземистых гнейсов. Происхождение их в преимущественно ортогнейсовых толщах казалось первичным. Из модели эволюции в архее океана мигмы следует, что в затвердевших его верхних частях должны были начинаться процессы образования осадочных пород. Последние имели в основном хемогенную природу, т. е. созданная эманациями магматического океана остывшая газопаровая оболочка была химически агрессивной и сильно изменяла верхние части затвердевшей коры. Поверхность же океана мигмы была относительно выравненной вследствие высокой текучести ее вещества, что сильно уменьшает возможность формирования терригенных пород и объясняет нетипичность для гнейсовых комплексов признаков существования конгломератов и гравелитов, неоднородность состава и текстурные особенности которых не могла бы уничтожить метаморфическая перекристаллизация. Периодическое погружение затвердевших частей, с начавшими формироваться в них преимущественно хемогенными осадками, приводило к появлению в мигме разобренных скоплений пластообразных тел этих пород и к их метаморфизму под ее влиянием.

Многие исследователи обращали внимание на необычный ареальный характер метаморфизма гнейсовых толщ. Если более поздние комплексы метаморфизованы зонально и эту зональность можно проследить на относительно небольших участках, то для этих толщ характерен только высокотемпературный метаморфизм и отсутствие постепенных переходов в менее метаморфизованные породы. Из рассматриваемой модели ясно, что это является следствием простираия океана мигмы до земной поверхности. Последнее подтверждается высокой температурой земной поверхности, получаемой путем экстраполяции палеогеотермических градиентов при метаморфизме разнотермических гнейсовых комплексов. Так, для центральной части Алданского щита, судя по данным, приведенным в работе [4], она составляла около 460°C (рис.2, линия А) Почти такую же температуру (около 440°C) показывают малобарические части палеогеотерм по ультраосновным включениям в кимберлитах (см. рис.2, линия М).

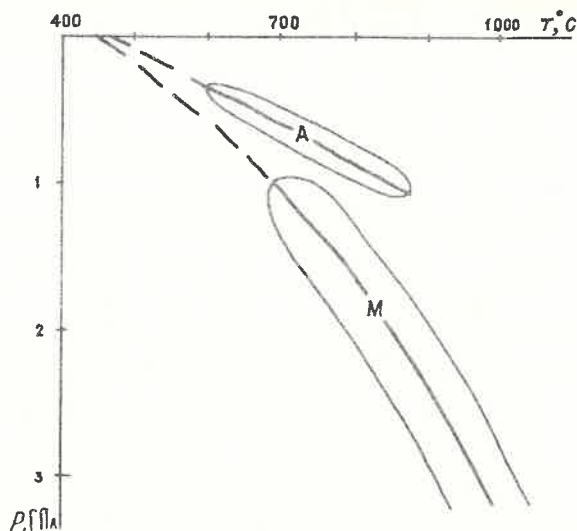


Рис. 2. Температура земной поверхности в докембрии по результатам экстраполяции палеогеотермических градиентов гранулитовых комплексов центральной части Алданского щита (по определениям В.И. Кицула [4]):

отвалы отражают разброс результатов определений

Издавна непонятна судьба мощных толщ, которые казалось бы должны были перекрывать гнейсовые комплексы и обуславливать их метаморфизм, однако в настоящее время они отсутствуют на древних щитах [8]. Из разрабатываемой модели следует, что эти толщи не существовали. Метаморфизм древних комплексов не связан с их большим погружением, а обусловлен реликтовым теплом магматического океана, возникшим при импактных процессах.

Формирование подавляющего большинства гнейсов в результате фракционирования глобального магматического океана объясняет казавшуюся непонятной еще с XIX в. проблему гранитизации архейских толщ. Многие исследователи обращали внимание на формирование гранитоидного материала внутри гнейсов без проводящих каналов и нарушение общего залегания пород. Распространенное положение об его образовании в результате метасоматической гранитизации с привнесом гранитофильных и выносом гранитофобных компонентов находится в резком противоречии с физико-химическими признаками инертности всех компонентов, даже воды, при процессах минералообразования в этих гнейсах, с бедностью низезалегающей мантии гранитофильными компонентами, из которых они должны были бы привноситься, и с множеством других данных [12, 13]. Поэтому в последние десятилетия наиболее распространена гипотеза анатектического происхождения гранитного

материала. Однако экспериментально установленным реакциям анатексиса (с образованием наряду с расплавом безводных темноцветных минералов, повышением их магнетизальности и основности плагиоклаза) соответствуют особенности состава гранитного материала лишь в относительно малораспространенных типичных парапородах — преимущественно в высокоглиноземистых и близких к ним гнейсах. В массово распространенных ортогнейсах обычно нет этих признаков анатексиса, а наблюдаются лишь признаки противоположного процесса кристаллизации расплава с повышением роли гидроксидсодержащих темноцветных минералов, их железистости и покислением плагиоклаза в гранитном материале. Из рассматриваемой модели следует, что рассеянный гранитный материал ортогнейсов сформировался из последних остаточных расплавов океана мигмы, чем объясняются его повсеместность, бескорневое залегание и особенности состава.

Вопросы расчленения и корреляции древнейших толщ. Древнейшие толщи обычно систематизируются на основе условий их метаморфизма, абсолютного возраста и особенностей состава. В соответствии с гипотезой связи метаморфизма с погружением долгое время предполагался более древний возраст глубокометаморфизованных пород по сравнению с менее метаморфизованными. Однако результаты геохронологических исследований оказались в резком противоречии с таким предположением. Гранулитовые комплексы обычно показывают значительно более молодой абсолютный возраст, чем например, серогнейсовые и зеленокаменные. Так, на Алданском щите возраст серогнейсовых чаще всего 2,8—1,8 млрд лет, а зеленокаменных 3,5—3 млрд лет. Во многих районах мира установлено наложение гранулитовой фации метаморфизма на серые гнейсы на границе с гранулитовыми зонами и взламывания, а также деформация их при формировании этих зон [9]. Поэтому в последнее время широко распространились представления о более молодом возрасте гранулитовых комплексов по сравнению с серогнейсовыми и зеленокаменными и формировании ими нижнепротерозойских подвижных зон, разделяющих архейские гранит-зеленокаменные кратоны. Геофизические исследования позволяют предполагать наложение гранулитового иенгрского комплекса на серогнейсовый олекминский на Алданском щите (рис.3). Однако природа подобных соотношений остается неясной.

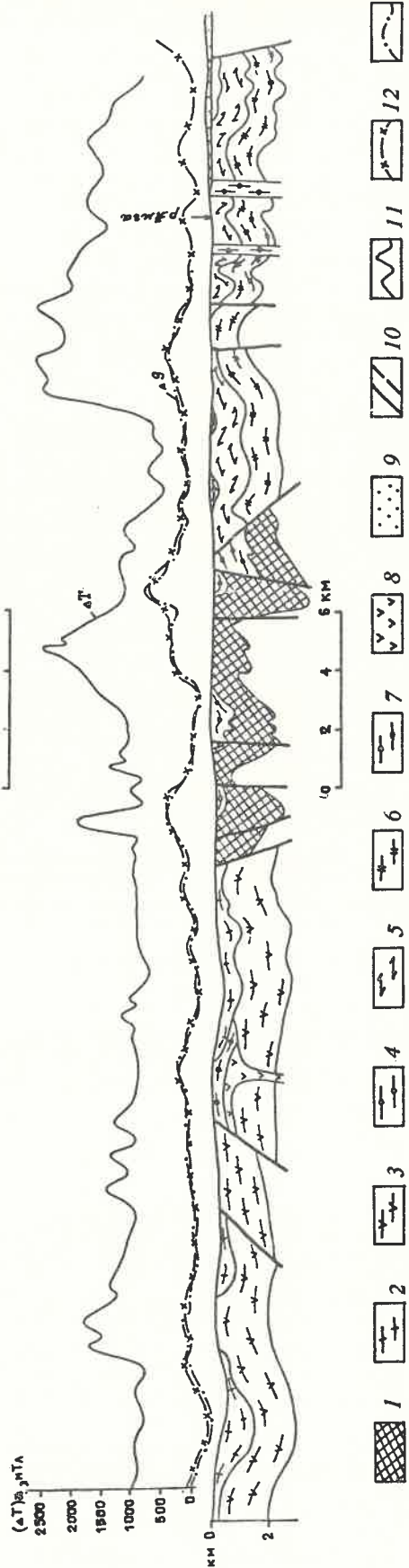
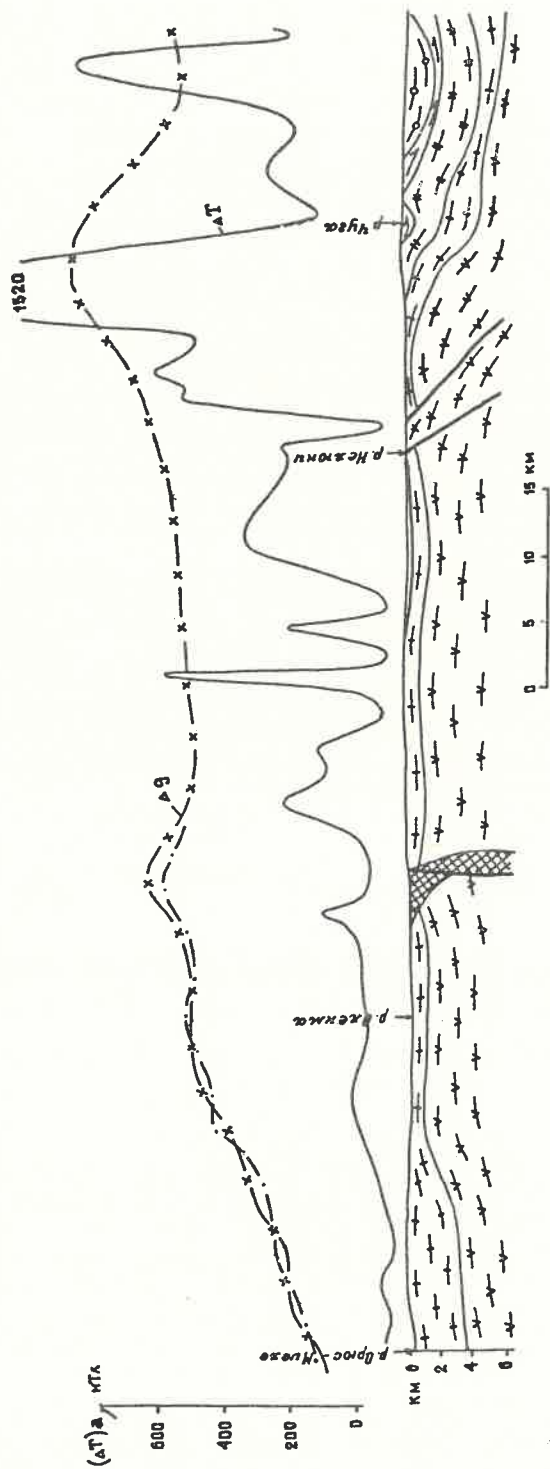
Из модели фракционирования глобально магматического океана [14] следует, что в возникшем в результате его кристаллиза-

ции океане мигмы геотермический градиент был близок к положению изоконцентрат расплава в поле расплав + твердая фаза на диаграммах $P-T$ [13] и в его верхнем и среднем гранодиоритовых по составу слоях составлял примерно 5°C на 1 км. Это свидетельствует о том, что высокотемпературные исходные мигмы гранулитовых комплексов первоначально действительно залегали ниже мигм серогнейсовых. Однако в результате инверсии плотностей при остывании наиболее кислые части гранулитовых мигм всплывали на уровень затвердевания серогнейсовых кратонов, метаморфизируя и деформируя последние.

В соответствии с гипотезой метасоматического происхождения всех кислых пород древнейших комплексов наиболее ранними породами Алданского щита, унаследованными от предполагаемой лунной стадии развития Земли, иногда считаются мафические магматиты зеленокаменных поясов. Геологические взаимоотношения и разработанная модель противоречат этим предложениям.

По этой модели существует четыре главных события при формировании гнейсовых комплексов, сильно различающихся по времени проявления: формирование исходных мигм, подъем их к земной поверхности (для гранулитовых подвижных зон), образование и включение в них осадочных пород и окончательное затвердевание. Возраст процессов формирования исходных мигм в первом приближении одинаков для всех комплексов. Судя по модельным расчетам на основании первичных отношений радиогенных изотопов к нерадиогенным, он составляет 4,6—4 млрд лет [1,2] и близок к возрасту формирования деплетированной мантии. Возраст окончательного затвердевания мигм примерно совпадает с абсолютными датировками (1,8—1,6 млрд лет). Он зависит от температуры затвердевания мигм и поэтому для кислых пород обычно меньше, чем для более основных. Вследствие меньшей скорости остывания мигм в глубинных условиях он должен сильно понижаться с глубиной. Это, в частности, объясняет намного более древний возраст серогнейсовых комплексов (3,5—3,8 млрд лет) по сравнению с гранулитовыми (обычно 2,8—1,8 млрд лет), мигмы которых всплывали к земной поверхности в общем случае уже после затвердевания серогнейсовых.

Ни один из этих возрастов не соответствует обычно понимаемому геологическому возрасту как времени размещения вещественного комплекса в занимаемом им геологическом пространстве. Поэтому нельзя, например, согласиться с представлениями о ран-



непротерозойском возрасте гранулитовых подвижных зон, выдвигаемых лишь на основании абсолютных датировок. Теоретически размещение гранулитовых мигм у земной поверхности могло происходить в огромном интервале времени — от завершения фракционирования магматического океана до окончательного затвердевания мигм, т. е. от 4,6—4 до 2,8—1,8 млрд лет и обычно получаемый абсолютный возраст соответствует только цифрам, ниже которых не может быть возраст этого размещения.

Общее остывание земной поверхности с течением времени наиболее отчетливо должно фиксироваться в составе формировавшихся хемогенных осадочных пород, поскольку образовавшая их газопаровая оболочка наиболее подвижна, и ее свойства меньше зависят от местных условий. Постепенное снижение температуры газопаровой оболочки должно было сначала приводить к увеличению активности ее сильных кислотных компонентов (HCl , HF , H_2S) с широким проявлением кислотного выщелачивания и формированием глинистых кор выветривания и кремней. Затем, после связывания сильных кислотных компонентов и дальнейшего понижения температуры процессы осадкообразования должны были происходить под влиянием слабых кислотных компонентов, главным образом уголекислоты с образованием карбонатных пород. Действительно, на Алданском щите, как и в других регионах, мраморсодержащие гнейсовые комплексы залегают выше кварцитосодержащих, а последние — выше инфракрустального комплекса, не содержащего типичных парапород в существенных количествах. Поэтому время эволюций их (и, частично, время размещения) на земной поверхности позволяет оценивать состав включенных в гнейсовые комплексы первично осадочных пород. Составом этих пород в

основном определяется характер полезных ископаемых гнейсовых комплексов (флогопит, железные руды, горный хрусталь), поэтому расчленение и корреляция таких комплексов по составу парапород целесообразно и с целью решения металлогенических задач.

Схема корреляции древних комплексов Алданского щита по присутствию — отсутствию и составу содержащихся в них парапород приведена в таблице. В ней наиболее древним раннеархейским является олекминский комплекс серых гнейсов. Залегающие на нем зеленокаменные комплексы, судя по абсолютному возрасту, позднеархейские, а удоканская серия — раннепротерозойская. В связи с высокой температурой и, следовательно, формированием исходных мигм на большей глубине, не содержащие типичных парапород чарнокит- и эндербит-гнейсы гранулитового инфракрустального комплекса должны были размещаться у земной поверхности позже олекминского серогнейсового. Содержащие осадочные хемогенные парапороды различные гранулитовые комплексы Алданского щита расположены в соответствии с принципом увеличения с течением времени их карбонатности. По этому признаку в первом приближении они оказываются синхронными с зеленокаменными комплексами, которые также содержат карбонаты и кварциты, а судя по возрасту процессов окончательного затвердевания (2—1,8 млрд лет), — и с нижними и средними частями удоканской серии. Это согласуется с представлениями о синхронности гранулитовых подвижных зон с некоторыми зеленокаменными поясами и перикратонными мульдами. Однако в отличие от пород данных поясов и мульд гранулитовые комплексы обычно не имеют признаков широкого распространения в них первично терригенных пород, что, вероятно, обусловлено высокой температурой земной поверхности и выравниваемостью ее рельефа в гранулитовых зонах в период затвердевания их мигм.

В свете разработанной модели на Алданском щите выделяются архейские гранит-зеленокаменные области ранней консолидации и позднеархейско-раннепротерозойские гранулитовые области поздней консолидации. Эволюция океанов магм и мигм отражает существование на раннем этапе развития Земли доплитной гипермобильной обстановки. Зеленокаменные пояса и породы перикратонных мульд формировались в переходной обстановке тонких пластичных плит. В соответствии с таким разделением различные фанерозойские геодинамические обстановки могут быть отнесены к обстановкам толстых жестких плит.

Рис. 3. Взаимоотношение гранит-зеленокаменных областей ранней консолидации и позднеархейско—раннепротерозойских гранулитовых областей поздней консолидации (междуречье Амга—Олёкма):

петрофизические горизонты гранит-зеленокаменных областей ранней консолидации: 1 — амфибол-магнетит-пироксеновый гранодиорит-габбровый с телами пироксенитов, габбро-амфиболитов, железистых кварцитов, 2 — биотит-амфиболовый плагиогранитный, 3 — биотит-амфиболовый гранодиорит-диоритовый; петрофизические горизонты гранулитовых областей поздней консолидации: 4 — лейкократовый высокоглиноземистый плагиогранитный, 5 — магнетит-двупироксеновый плагиогранитный с телами диоритов, 6 — магнетит-двупироксеновый гранодиорит-габбровый; 7 — blastomylonites граносиенитового состава; 8 — массивы габбро; 9 — доломиты, известняки кембрия; 10 — тектонические нарушения; кривые: 11 — ΔT ; 12 — кривая Δg наблюдаемая (уровень условный); 13 — кривая Δg расчетная

Схема корреляции метаморфических комплексов Алданского щита по составу парапород (состав комплексов по данным В.А.Дука и др. [3])

Возраст, млн лет	Главные породообразующие процессы	Эволюция гидроатмосферы	Эволюция осадкообразования	Области ранней консолидации					
				Западная часть		Центральная часть	Восточная часть	Южная часть	
				Обстановка тонких пластичных плит	Удоканская серия (комплекс перикратонных мульд [9])	Дополнительная гипермобильная обстановка	Федоровский комплекс	Юриканский комплекс	Зверевский комплекс
Зеленокаменные комплексы	Иджеский комплекс	Чугинский комплекс	Холбохский комплекс						
PR, 2600 – 1600	Осадочные и магматические	Формирование водоемов	Образование кор выветривания и кремней	Обстановка тонких пластичных плит	Удоканская серия (комплекс перикратонных мульд [9])	Дополнительная гипермобильная обстановка	Федоровский комплекс	Юриканский комплекс	Зверевский комплекс
AR ₂ 3500 – 2600	Преимущественно затвердевание океана мигмы						Иджеский комплекс		
AR ₁ 4000 – 3500	Затвердевание океана мигмы	Горячая конденсирующаяся газово-паровая	Образование кор выветривания и кремней	Обстановка тонких пластичных плит	Зеленокаменные комплексы	Дополнительная гипермобильная обстановка	Курумканский комплекс	Сеймский комплекс	Курултинский комплекс
	Раскаленная газово-паровая	Отсутствие осадков					Олекминский комплекс		

Выполненные исследования, таким образом, свидетельствуют о следующих факторах:

1) формирование исходного вещества кислой протокоры в результате малобарического раннеаккреционного и заключительного постааккреционного фракционирования глобального магматического океана; 2) обусловленность преимущественно хемогенного происхождения парапород гнейсовых комплексов химической агрессивностью остывавшей газопаровой оболочки на ранней стадии развития Земли; 3) связь явлений «гранитизации» этих комплексов с процессами кристаллизации остаточных расплавов океана мигмы; 4) обусловленность ареального высокотемпературного характера метаморфизма гнейсовых толщ простираением родоначального для них океана мигмы до земной поверхности; 5) относительная близость времени формирования зеленокаменных и гранулитовых комплексов, несмотря на разный абсолютный возраст.

Авторы выражают благодарность А.Н.Зедгенизову за плодотворное обсуждение основных положений статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Изотопное моделирование ранней эволюции Земли // Природа. 1991. № 9. С.93—99.
2. Балашов Ю.А., Виноградов Л.Н., Митрофанов Ф.П. Изотопно-геохимические и петрологические данные о формировании и преобразовании протокоры // Ранняя кора: ее состав и возраст — М., 1991. С.102—112.
3. Дук В.Л., Милькевич Р.И., Другова Г.М. Алданская область // Докембрийская геология СССР — М., 1988. С.224—261.
4. Дук В.Л., Кицул В.Н., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. — М., Наука, 1986.
5. Кузнецов А.Л. О геологической природе раннекембрийских образований // Докл. АН СССР, 1986. Т. 290. № 5. С.1179—1183.
6. Попов В.С. Возможный механизм формирования континентальной земной коры // Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1990. Т.65. № 6. С.3—8.
7. Радченко Л.Т., Балаганский В.В., Виноградов А.П. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита — Л.: Наука, 1991.
8. Резанов И.Л. Величина эрозии Земли и природа катархейского метаморфизма // Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1989. Т.64. № 4. С.104—113.
9. Синицын А.В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. — Л.: Недра, 1990.
10. Толстихин И.Н. Дегазация и геодинамика на «догеологическом» этапе эволюции Земли // Ранняя кора: ее состав и возраст. — М., 1991. С.77—86.
11. Федорин Я.В. Модель ранней Земли. — Киев: Наукова думка, 1991.
12. Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. — Новосибирск: Наука, 1976.
13. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. — М.: Наука, 1985.
14. Шкодзинский В.С., Рукович В.Н., Габышев В.Д. Генезис коры, мантии и исходных субстратов магм в свете новейших данных о фракционировании магматического океана при образовании Земли // Генетические аспекты магматизма Восточной Якутии. — Якутск, 1994. С. 5—25.
15. Allegre C.Z., Stadercher Th., Sarda Ph. Rare gases systematics, the origin of the atmosphere and structure of the mantle // 27 Междунар. геол. конгресс, Москва, 4-14 августа 1984. Тез. докл. Т.9. Ч.4.2. — М., 1984.

Гомологи структур океанического дна в литосфере алмазоносной провинции (Западная Якутия)

В.М.МИШНИН

При изучении форм тектонического контроля размещения кимберлитовых полей широко используются представления об особых линейных структурах древней платформы, специализированных на доставку наиболее глубоких магм из мантии в приповерхностные горизонты земной коры. Исходя из этого допущения, для Якутской алмазоносной провинции в качестве кимберлитоконтролирующих зон определены: глубинные разломы и узлы их пересечения, авлакогены, палеорифты, рампы, флексуры, уступы, ступени и др.

Однако при столь жестко детерминированном подходе на стадии оконтуривания перспективных рудоносных площадей эти положения фигурируют уже в качестве однозначно положительных факторов минерогенического прогноза. Вопросы же об отрицательных факторах, нормирующих геологическое пространство на собственно рудоносную структурную ячейку и примыкающую к ней безрудную территорию (тектоническую раму ячейки), как правило, не ставилось. Решение прогнозной задачи считалось выполненным, если оцениваемая площадь оконтуривалась лишь по совокупности только положительных факторов. Контрольной проверки полученного результата по совокупности отрицательных факторов не проводилось.

Между тем накоплены факты избирательного разделения в конкретной структурной ячейке проявлений собственно кимберлитового магматизма и сопутствующих ему магматических проявлений (пикритовые порфиры, альеиты, карбонаты, щелочные базальтоиды и др.) на компактное внутреннее ядро и внешнюю, обрамляющую его со всех сторон, тектоническую раму (рис.1). Этот вывод проверен автором на примере кимберлитовых полей как южной (учтено 4 объекта), так и северной (учтено 20 объектов) частей Якутской алмазоносной провинции.

Само разделение выражено не только вещественно (на уровне различных магматических пород), но и структурно, как отражение «правила биполяризации». В соответствии с ним длинные оси преобладающего множества кимберлитовых тел какого-либо конкретного рудного поля ориентированы вдоль осевой линии тектонической зоны, контролирующей размещение полей. Дли-

ные оси сопутствующих магматических тел ориентированы параллельно внешним сторонам тектонической рамы — двум боковым и двум торцовым. Пересечением этих сторон в плане образован четырехугольник (см. рис. 1), вытянутый в торцовом направлении и сжатый с боков. Согласно теории дизъюнктивов [4], это — проекция на дневную поверхность так называемого параллелепипеда Ландау, фигуры, построенной на взаимно перпендикулярных векторах общей тектонической решетки региона.

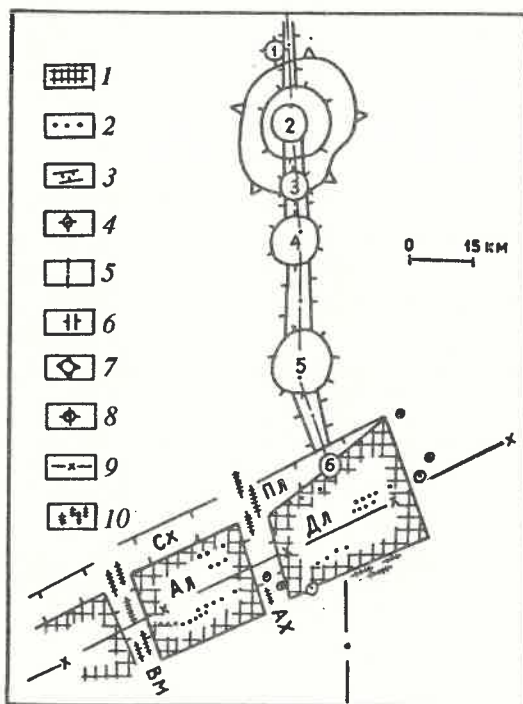


Рис. 1. Схема структурно-магматической биполяризации, уровня рудных полей и структурно-минерогенических зон (СМЗ):

элементы внутреннего контура рудного поля: 1 — центральный выступ (пьедестал, по горизонту КВ); 2 — тела кимберлитов южного типа; элементы внешнего контура (рамы) рудного поля: 3 — граничные желоба (по горизонту КВ): Сх — Сохоголохский, ПЛ — Полярный, ВМ — Верхнеморкокинский, Ах — Айхальский; 4 — периферические массивы центрального типа; элементы нормирующего ряда 113° в.д.: 5 — продольная ось симметрии, 6 — контур мегавала (по подошве осадочного чехла), 7 — контур инъективного купола Богол (по кровле осадочного чехла); 8 — массивы центрального типа, образующие ряд (1 — Тарынах, 2 — Богол, 3 — Курунгах, 4 — Онхон-Юрях, 5 — Кыллах, 6 — Сугунах); 9 — продольная ось Далдыно-Алакитской СМЗ; 10 — дайки базитов

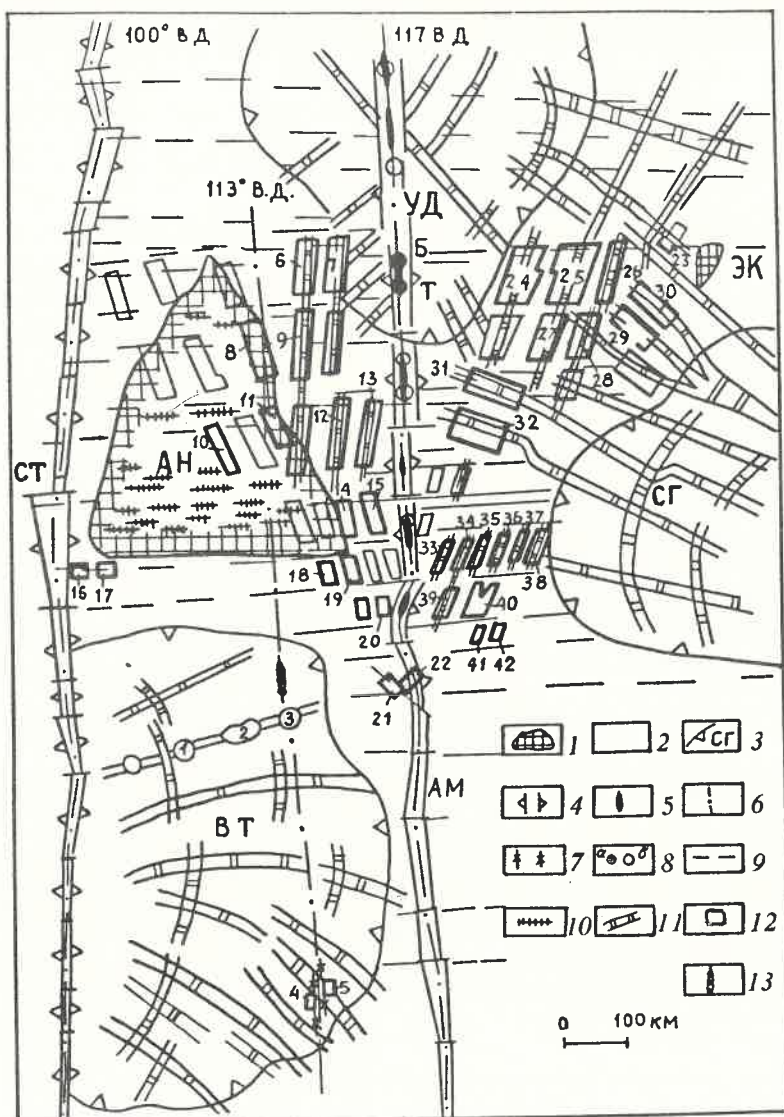


Рис. 2. Схема структурно-магматической биполяризации, уровень СМЗ и субпровинций:

тектонические комплексы: 1 — дорифейского кристаллического фундамента (Ан — Анабарский массив, Эк — Экеитский выступ), 2 — платформенного чехла, 3 — трапповых синеклиз (ВТ — Восточно-Тунгусской, Уд — Уджинской, Сг — Сюгондинской); элементы решетки инфраструктуры: долготные — 4 — подкоровые мантийные хребты (АМ — Анабаро-Мирнинский, СТ — Саяно-Таймырский); 5 — мегавалы, 6 — продольные осевые линии мегавалов, 7 — параллельные дайки комплекса меридиана 113° в.д., 8 — массивы центрального типа (а — установленные: Б — Богдо-Тас, Т — Томтор-Тас; б — предполагаемые широтные), 9 — трансформные разломы, 10 — параллельные дайки Кегендинского комплекса; минерагенические таксоны: 11 — продольные и поперечные СМЗ; 12 — кимберлитовые поля северного типа потенциальные; 13 — интрузии центрального типа комплекса меридиана 113° в.д.; цифры на рисунке — кимберлитовые поля южного (1—5) и северного (6—42) типов: 1 — Верхнеморкокинское, 2 — Алакитское, 3 — Далдынское, 4 — Мало-Ботуобинское левое, 5 — Мало-Ботуобинское правое; Куонамская ветвь: 6 — Старореченское левое, 7 — Старореченское правое, 8 — Арымастаское левое, 9 — Арымастаское правое, 10 — Хатырыкское, 11 — Макаровское левое, 12 — Дюкенское левое, 13 — Дюкенское правое, 14 — Лучаканское левое, 15 — Лучаканское правое, 16 — Харамайское левое, 17 — Харамайское правое, 18 — Куранахское левое, 19 — Куранахское правое, 20 — Орто-Силигирское правое, 21 — Верхнемунское левое, 22 — Верхнемунское правое; Оленекская ветвь: 23 — Хорбусуонское левое, 24 — Куойское левое, 25 — Куойское правое, 26 — Бенге-Чемское левое, 27 — Молодинское левое, 28 — Молодинское правое, 29 — Толуопское левое, 30 — Толуопское правое, 31 — Мерчимденское левое, 32 — Мерчимденское правое, 33 — Западно-Укукитское левое, 34 — Западно-Укукитское правое, 35 — Восточно-Укукитское левое, 36 — Восточно-Укукитское правое, 37 — Огонер-Юряхское левое, 38 — Огонер-Юряхское правое, 39 — Чомурдахское левое, 40 — Чомурдахское правое, 41 — Севернейское левое, 42 — Севернейское правое

Анализ данных структурной сейсморазведки показал, что у такого параллелепипеда имеются четко ограниченные в простран-

стве основание, боковые грани и вершина. В частности, под Далдынским кимберлитовым полем (см.рис.1) по отражающему го-

ризонту КВ (прослежен непосредственно над поверхностью кристаллического фундамента, на глубинах около 2000 м) оконтурен изометричный выступ. Его можно рассматривать как погребенное под осадочным чехлом основание параллелепипеда, на котором компактно сгруппированы эруптивные аппараты всех установленных здесь кимберлитовых диатрем.

По этому же горизонту оконтурены и боковые грани параллелепипеда - опоясывающие его по периметру линейные желоба (Сохоголохский, Айхальский, Полярный и др.). Их относительная глубина 100—150 м, а ширина 5—8 км. Вершиной параллелепипеда служит куполовидное поднятие, оконтуренное по приповерхностным средам нижнепалеозойского структурного яруса, вмещающего рассматриваемые среднепалеозойские диатремы. Вследствие биполяризации собственно кимберлитовые тела локализованы над выступом и куполовидным поднятием, а сопутствующие им тела родственных комагматов — над боковыми и торцовыми желобами.

Отмеченная биполяризация охватывает не только кимберлитовые поля, но и целые структурно-минерогенические зоны, контролирующие их размещение. На примере размещения кимберлитов в контурах Куонамской и Оленекской зон (северная часть провинции, рис.2) видно, как каждая из них дихотомически разделена в продольном направлении в начале на Западную и Восточную кулисы, а те, в свою очередь — на параллельные ряды из право- и левосторонних рудоносных структурных ячеек.

Проявлена ли предполагаемая биполяризация на уровне более крупных рудоносных таксонов — минерогенических субпровинций и Якутской алмазоносной провинции в целом? Для ответа обратимся к типоморфным характеристикам самого кристалла алмаза, как структурированного индикатора тектонической среды формирования и, следовательно, показателя типа коренного источника. Исследованиями З.В.Бартошинского, М.А.Гневушева, В.И.Коптиля установлены два таких типа, главных для рассматриваемой провинции.

Первый из них доминирует в ее южной части, где расположены Мало-Ботубинское, Далдынское, Алакитское и Верхнемунское кимберлитовые поля. Он генерировал преимущественно ламинарные октаэдры и кристаллографические близкие им переходные формы. Кимберлиты, содержащие такие кристаллы, отнесены В.А.Багулькиной [2] и Н.Н.Сарсадских [11] к высокохромистому (и высокомагнезиальному) типу.

Второй тип источника господствует в северной части провинции в составе кимберлитовых полей Куонамской и Оленекской зон и их боковых рассечек. Он генерировал преимущественно ромбододекаэдры, близкие им переходные формы и округлые разновидности алмаза — бразильскую или уральскую. Кимберлиты, несущие такие кристаллы, отнесены к высокожелезистому (и высокотитанистому) типу [10].

Учитывая географию размещения ареалов кристаллов алмаза, первый тип в дальнейшем целесообразно именовать северным, а второй — южным. В общей структуре Якутской алмазоносной провинции каждый из типов занимает строго определенную тектоническую позицию. Так, структурно-минерогенические зоны (Далдыно-Алакитская и Мало-Ботубинская), несущие источники южного типа, являются радиальными элементами тектонической решетки Тунгусской трапповой синеклизы. Своими дистальными окончаниями такие элементы на многие десятки километров выходят за внешние контуры синеклиз в прилегающие антеклизы (в их современном морфологическом выражении, см. рис.2).

На севере алмазоносной провинции аналогичную позицию занимают еще две предполагаемые (по алмазам из россыпей) субпровинции — Уджинская и Сюгюндинская [9]. Каждая из них тесно примыкает к внешнему борту «своей» материнской трапповой синеклизы и вмещает несколько радиальных структурно-минерогенических зон, которым и сопутствуют россыпные ореолы кристаллов алмаза южного облика.

Совершенно иную тектоническую позицию занимают структурно-минерогенические зоны, в которых установлены коренные источники северного типа. Наиболее крупные из зон — Куонамская и Оленекская, которые пересекаясь образуют Уджинский треугольник [13] или одноименный входящий угол [5]. Вершина этой фигуры расположена в верхнем течении р.Муна. Боковыми равновеликими сторонами служат названные структурно-минерогенические зоны, а основанием — прямолинейный отрезок океанического побережья от Усть-Анабарской до Усть-Оленекской губы.

Рассматриваемый треугольник (угол) имеет также и геометрическую медиану (биссектрису) — Уджинскую шовную тектоническую зону, соединяющую середину основания с вершиной. По отношению к конкретным кимберлитовым полям, размещенным вдоль каждой из боковых сторон угла (треугольника), она является также и продольной осью симметрии их группирова-

ния в пространстве. При этом поля кимберлитов, расположенные справа и слева от оси, связаны друг с другом еще и отношением зеркальной симметрии в поперечные тектонические пары. Их всего шесть (по названиям полей): I — Старореченско-Куойская, II — Арымстах-Молодинская, III — Дюкен-Мерчимденская, IV — Лучакан-Огонер-Юряхская, V — Куранах-Укукитская, VI — Орто-Силигир-Чомурдахская.

Изложенное иллюстрирует особый пример биполяризации, когда в одной субпровинции совмещены продольная дихотомия и поперечная попарная сегментация. Учитывая особую роль медианы в этих явлениях постарайтесь определить ее тектоническую природу, используя для этого характерные топографические, геологические и геофизические признаки.

На местности медиана выражена прерывистой (из разобренных увалов и холмов) водораздельной грядой субмеридионального простирания. Ее протяженность превышает 500 км, ширина 10—25 км, относительная высота 40—200 м. Максимальные отметки вершинной поверхности гряды (250—300 м) совпадают с вулканическими постройками Томтор-Тас и Богдо-Тас, венчающими одноименные скрытые на глубине массивы щелочно-ультраосновных пород. Еще около 10 подобных массивов предполагается в осевой части гряды по косвенным геофизическим и геологическим данным.

Изотопными исследованиями [12] установлена большая длительность и многофазность (в рифейскую, вендскую, ордовикскую, девонскую и предпермскую эпохи) становления магматических комплексов массива Томтор-Тас. Можно считать, что формирование и других предполагаемых массивов было столь же сложным и длительным.

Геологические данные подтверждают это предположение. Наиболее древние свиты осадочного чехла обнажены в осевой части гряды в окрестностях массива Томтор-Тас. Это — терригенно-карбонатные толщи рифея и венда. На крыльях гряды они сменяются существенно кабоначными (с биогермами) свитами нижнего—среднего кембрия. В южной части гряды развиты глинисто-карбонатные образования верхнего кембрия, а в ее северной части — покровные терригенные толщи перми, юры и мела. По более глубинным горизонтам размеры гряды возрастают в сравнении с ее контурами в современном денудационном срезе. Так, по подошве куонамской свиты кембрия основание гряды оконтурено в виде крупнейшего на Сибирской платформе мегавала. Его про-

тяженность 700 км, ширина 40—50 км. Он включает частные валы (с юга на север: Маакский, Биректинский, Томторский, Билирский, Кылайский) протяженностью 80—100 км каждый. Эти валы выражены также и по более глубинным сейсмическим отражающим горизонтам PR_2 — кровля бюкской свиты венда, P_2 — подошва арымстахской свиты среднего рифея, PR — кровля эекитской серии нижнего протерозоя.

В наблюдаемом гравитационном и магнитном полях рассматриваемая гряда выражена как Уджинская региональная аномалия, которая совмещает два крупных полюсовых максимума — силы тяжести и магнитный. Р.А.Гафаров и К.Б.Мокшанцев проинтерпретировали ее как шовную тектоническую зону, разграничивающую области развития анабарского (гранулитовые серии архея) и оленекского (зеленосланцевая серия раннего протерозоя) типов кристаллического фундамента.

Однако проведенное Д.И.Саврасовым [9] изучение состава ксенолитов метаморфических пород из кимберлитовых трубок Куонамской (дренируют восточный склон Анабарского массива) и Оленекской (дренируют западный склон одноименного выступа) сторон входящего угла показало, что в обоих случаях преобладают включения однотипных гранулитов, близких по петрографическим характеристикам породам хапчанской серии анабарского архея. Этот вывод противоречит представлениям об Уджинской аномалии как о структурном шве, разделяющем принципиально различные области кристаллического фундамента.

По материалам глубинного сейсмического зондирования, рассматриваемой медиане на геотраверсе Воркута — Тикси соответствуют антиклинальный изгиб кровли кристаллического фундамента и крутой выступ по кровле мантии. Материалы других геотраверсов (Березово — Усть-Мая, Ханты-Мансийск — Лена и др.), также пересекающих линию медианы, свидетельствуют, что этот выступ один из многих, осложняющих гребень Анабаро-Мирнинского «подкорового мантийного хребта» [11]. В полном объеме хребет включает не только медиану, но и прослеживается еще на 800 км к югу от вершины входящего угла вдоль меридиана 117° в.д. через всю Сибирскую платформу. Параллельно ему в 400 км к западу от медианы Н.М.Чернышевым прослежен еще один мантийный хребет (Саяно-Таймырский) вдоль меридиана 100° в.д., также транзитом пересекающий всю платформенную плиту с севера на юг.

Для обоих хребтов характерны: плавное

снижение в экваториальном направлении их высот, уменьшение в этом же направлении ширины оснований и выполаживание боковых склонов. Эти признаки придают рассматриваемым сооружениям вид гигантских клино-раздвигов (по Л.И.Красному), глубоко по латерали вклинившихся в древнюю платформу со стороны Северного Ледовитого океана и достигших головными остриями ее южного краевого шва.

Как было показано, сами клино-раздвижки в поперечном сечении представляют собой упорядоченное сочетание из крупных антиформ — подкорового хребта (по кровле мантии), плавного выступа (по кровле фундамента) и линейного вала (по различным отражающим горизонтам осадочного чехла).

Поскольку контрастность и амплитуды антиформ возрастают в сторону океанического побережья, то нет сомнений, что носители этих антиформ имеют структурное продолжение и в пределах арктической акватории. Отсюда закономерен вопрос: с какими известными тектоническими элементами океанического ложа могут быть сопоставлены подобные носители?

Ответ на него можно найти в особенностях внешней морфологии и пространственной ориентировки асейсмичных хребтов [1] дна Мирового океана. Эти сооружения также имеют вид крупных гряд, опирающихся основаниями на гребни мантийных валов. Наиболее изученные из них, так же как и рассматриваемая медиана, ориентированы длинными осями строго вдоль географических меридианов. Это — Китовый хребет в Атлантическом океане, Восточно-Индийский в Индийском, хребты Ломоносова и Менделеева в Северном Ледовитом. Все они значительно уступают по размерам и сейсмической активности хорошо известным срединно-океаническим хребтам, образующим Мировую рифтовую систему. В литературе они охарактеризованы как подводные гряды Десятого, Девяностого, Сто сорокового и Сто восьмидесятого меридианов. Подобное совпадение признаков позволяет рассматривать, с известными допущениями, медиану Уджинского входящего угла, как структурный гомолог асейсмичных хребтов, но расположенный уже не на океаническом дне, а в литосфере древней платформы.

Такой вывод согласуется с мнением Л.В.Булиной [3] о том, что крупнейший на Сибирской платформе Якутско-Жиганский магнитный максимум, включающий также и Уджинскую аномалию (медиану), отражает дистальное продолжение Арктического океанического хребта в фундаменте платформы.

Аномалии Сто семнадцатого (Уджинская) и Сотого (Саяно-Таймырская) меридианов наиболее крупные и наиболее отчетливо выражены в геофизических аномалиях. Наряду с ними к востоку от Сотого меридиана и до правобережья р.Лена прослежено еще много менее интенсивных максимумов, с равномерным шагом (30—40 км) пересекающих в меридиональном направлении территорию Якутской алмазоносной провинции — как вертикальные графы (всего 25) листа школьной тетради.

Анализ широтной составляющей аномального магнитного поля показал, что у этого листа имеются также и горизонтальные строки (всего 52), представленные характерными линейными максимумами даечного типа. Из общего числа выявленных «строк» 27 уверенно трассируются зонами параллельных даек долеритов кегендинского комплекса. Такие зоны пересекают весь Анабарский массив с запада на восток с интервалом 25—30 км, а затем (судя по цепочкам характерных аномалий) — смежное пространство Уджинского входящего угла и Оленекского поднятия (см.рис.2).

М.С.Машак [6] показал, что внедрение параллельных даек происходило пофазно в раннем, среднем и позднем рифее. Такой вывод согласуется с уже приведенными данными по изотопным датировкам магматических пород массива Томтор-Тас. Он свидетельствует, что становление зон широтных линейных тектонических дислокаций было столь же длительным и сложным, как и зон долготных.

Уже по результатам первых аэромагнитных съемок, выполненных в Якутской алмазоносной провинции в 50-е годы В.И.Меньшиковым, а затем Р.А. Климковой и Т.С. Кутузовой, было сформировано предположение о рассматриваемых широтных линиях как об отражении своеобразных глубинных трансформных разломов. Материалы детальных геологических съемок (В.И. Охлопков, 1989) показали, что именно вдоль таких дислокаций на Эбеляхском поднятии (центральная часть Уджинского входящего угла) зафиксированы значимые сдвиговые смещения как крупных, так и мелких фрагментов тектонических форм долготного простирания. Данные высокоточной магнитометрии (А.Н.Колтин, 1992 г.) показали, что частота размещения линий сдвигов вдоль долготных региональных максимумов южной части Анабарского массива достигает 12—15 единиц на интервале протяженностью 500 м. Подобные линии практически сплошь и монотонно покрывают площадь высокоточной съемки. Они свидетельствуют

о высокой насыщенности геологического разреза магматическим материалом в виде тончайших даек, жил и прожилков, внедрившихся в обстановке устойчивого тангенциального растяжения (?).

Какой тектонический режим стимулировал столь тонкое и многократно упорядоченное растяжение, последовательно воспроизводившееся в ходе нескольких сменявшихся геохронологических эр и периодов? Автор считает, что это рассеянный спрединг в трактовке Ю.М. Пушаровского [8] применительно к Тунгусской трапповой синеклизе. На примере внутреннего строения силлов большой протяженности им была раскрыта определяющая роль структур типа «дайка в дайке» для формирования общей региональной системы рассеянного спрединга. По мнению этого исследователя, точно такие же структуры характерны и для областей спрединга океанического дна.

Примеры тонкополосового внутреннего строения трапповых силлов и зон трансформных разломов раскрывают действенность механизма рассеянного спрединга на макроуровне. Приведенное на рис.2 геометрически правильное сочетание их долготных (всего учтено 25) и широтных (учтено 52) аномальных зон иллюстрирует его уже на более высоком надрегиональном уровне. Поскольку расположение самих зон и шаг между ними не зависят от региональных особенностей тектоники, то такое сочетание автор предлагает именовать ортогональной решеткой инфраструктуры.

Последнюю не следует отождествлять с ротационной сетью разломов, также сплошь и геометрически правильно охватывающей надрегиональные пространства. Такая сеть наряду с ортогональной составляющей содержит и большое количество диагональных (северо-восточного и северо-западного румбов) разломов. Кроме того, в отличие от решетки инфраструктуры, она наряду с деструктивными (способствуют утонению сиалической части коры) содержит и конструктивные (способствуют приращению мощности сиалического слоя) линейные элементы.

Наряду с определяющей ролью решетки инфраструктуры в процессе деструктивного тектогенеза следует отметить ее особое значение в изначальном размещении крупных металлогенических таксонов и регламенте их рудной специализации. На примере биссектрисы Уджинского входящего угла видно, что находясь в центральной части крупнейшей россыпной провинции, она, тем не менее, на всем протяжении лишена признаков присутствия коренных алмазоносных

тел. Судя по геофизическим аномалиям центрального типа, весьма насыщена массивами щелочно-ультраосновных пород, специализированных на редкие металлы и редкие земли (Богдо-Томторский рудный узел). Боковые же стороны «входящего угла», наоборот, густо насыщены телами кимберлитов (в т. ч. и алмазоносными) и лишены признаков присутствия редкометалльно-редкоземельной минерализации.

В столь альтернативном разделении территории на продольные зоны, принципиально различающиеся по рудной специализации, несомненно, отражен эффект биполяризации. Посмотрим, как он проявлен в отношении поперечных трансформных зон.

На рис. 2 видно, что подобные зоны служат своеобразными (лишены признаков присутствия кимберлитовых тел и достаточно плотно насыщены дайками базитов) барьерами между расположенными на одной географической широте кимберлитовыми полями (сегментами) Куонамской и Оленекской структурно-минерагенических зон. При этом разломы, ограничивающие с торцов Куранахское поле, прослеживаются далеко на запад, где точно также ограничивают Харамайское кимберлитовое поле, расположенное уже в другой минерагенической провинции (Маймеча-Котуйская).

Последняя также представляет собой входящий угол и соответственно, имеет собственную биссектрису — упоминавшийся подкорковый хребет Сотого меридиана. Именно к нему и приурочены все установленные и предполагаемые интрузии щелочно-ультраосновных пород, расположенные между массивом Гули на севере и массивом Ырос на юге. Все они естественно специализированы преимущественно на редкие металлы и редкие земли.

Таким образом, однотипность нормирующего влияния биполяризации на размещение минерагенических таксонов с различной рудной специализацией можно считать доказанной не только для севера Якутской алмазоносной провинции, но и всего севера Сибирской платформы.

Рассмотрим влияние механизма биполяризации для южной части этой провинции, где доминирует принципиально другой тип коренного источника алмазов. На рис. 1 показана позиция тел (установлены по прямым и предполагается по косвенным геолого-геофизическим данным) магматического ряда Сто тринадцатого меридиана относительно внутренней глубинной (по отражающему горизонту КВ) структуры Далдынского кимберлитового поля. Всего в контурах ряда, в основании осадочного чехла, пред-

полагается 6 крупных массивов центрального типа, поперечник которых достигает 20—25 км и сопоставим по этому параметру с поперечником самого Далдынского поля. Тем не менее, столь мощная магматическая линия торцом упирается в Полярный желоб, являющийся элементом тектонической рамы рассматриваемого поля и никак не проявлена в его внутреннем контуре.

За пределами этого контура рассматриваемый ряд вновь непрерывно прослеживается (по геофизическим данным) в южном направлении. В окрестностях г. Мирный он выражен мощными параллельными дайками габбро-диабазов, локализованными вдоль Западного, Параллельного и Центрального глубинных разломов. По представлениям автора, они в виде непроницаемого барьера разделяют территорию Ирелях-Ботуобинского междуречья на две автономные рудоносные ячейки — кусты трубок Мир (3 тела) и Амакинская (5 тел), а также на заключенную между ними безрудную полосу субмеридионального простираения. Укоренившееся мнение о том, что именно эти разломы и полоса являются кимберлитоконтролирующими, не отвечает «правилу биполяризации». Длинные оси ни одного из установленных здесь кимберлитовых тел не ориентированы вдоль меридиана 113° в.д. и все они круто развернуты на северо-запад в радиальном направлении по отношению к борту соседней с ними Тунгусской трапповой синеклизы.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Установлены факты альтернативного избирательного (по правилу биполяризации) разделения проявлений собственно кимберлитового и сопутствующего магматизма на пространственно обособленные ранговые группы: куст → рудное поле → структурно-минерагеническая зона → субпровинция → провинция.

2. Вследствие биполяризации собственно кимберлиты приурочены к внутреннему контуру структурной ячейки, а сопутствующие магматические проявления — к ее тектонической раме. Соответственно с этим размещены и таксоны с различной минера-

генической специализацией: во внутреннем контуре ячейки — алмазоносные площади, во внешнем — редкометалльно-редкоземельные рудоносные площади.

3. Универсальным носителем биполяризации выступает рассеянный спрединг. На надрегиональном уровне он представлен ортогональной решеткой инфраструктуры из местных долготных и широтных гомологов структур океанического дна.

4. Применение правила «биполяризации» позволит повысить надежность прогноза перспективных площадей на основе учета как положительных, так и отрицательных факторов размещения рудоносных структурных ячеек.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. Геология океанов. Тектоносфера земли. — М.: Наука, 1978.
2. Благулькина В.А. Петрохимические типы кимберлитов Сибири // Сов. геология. 1969. № 6. С. 60—69.
3. Булина Л.В. Якутско-Анабарская зона в фундаменте Сибирской платформы — продолжение Среднего Арктического хребта // Тр. Ленинград. об-ва естествоиспытателей. 1981. № 2. С. 94—304.
4. Забродин Ю.В. Системный анализ дизъюнктивов. М.: Наука, 1981.
5. Красный Л.И. О клиновидных структурах и граничных углах // Геотектоника. 1987. № 4. С. 3—18.
6. Мащак М.С. Проявления протерозойского основного магматизма на южном склоне Анабарского щита // Геология и геофизика. 1969. № 6. С. 120—122.
7. Мишин В.М., Бадарханов Ю.Н., Болоньев В.И. Якутский мегакратон: нетрадиционные аспекты тектоники и минерагении. — Якутск: Якутское кн. изд-во, 1987.
8. Пуцаровский Ю.М. Актуальные проблемы советской геологии // Геотектоника. 1986. № 1. С. 5—16.
9. Саврасов Д.И. О геологической природе Якутско-Анабарской магнитной аномалии // Сов. геология. 1990. № 11. С. 102—107.
10. Сарсадских Н.Н. Региональные и локальные закономерности размещения эндогенных месторождений алмаза. — Л.: Недра, 1973.
11. Чернышев Н.М., Бокая Л.И. Морфоструктурные элементы консолидированной коры Сибирской платформы // Структурные элементы земной коры и их эволюция. — Наука, 1983. С. 147—150.
12. Энтин А.Р., Зайцев А.И., Орлов А.Н. Опосредованность геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатов // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 42—51.
13. Эрлих Э.Н. Глубинные разломы и геодинамика северо-востока Сибирской платформы // Тез. докл. на XIII сессии науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего востока. Якутск, 1980. С. 149—151.

Верхоянский складчатый пояс — ключевой регион для решения основных проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири

И.В. БУДНИКОВ, В.С. ГРИНЕНКО, А.Г. КЛЕЦ

Верхнепалеозойские отложения широко распространены в пределах Сибири. Они слагают нижние части терригенных комплексов чехла Сибирской платформы, мезозойских прогибов, обрамляющих ее с севера и востока, и развиты в складчатых поясах. В Тунгусской синеклизе, где мощность накопившихся осадков в центральной ее части составляет 455—1500 м, а в прибортовых зонах 100—200 м, мы имеем дело с «континентальным», «платформенным» угленосным верхним палеозоем. Эти толщи формировались в так называемых «внутриконтинентальных бассейнах» с широким спектром фациальных обстановок и фаций.

В вещественных комплексах платформы и складчатых поясах расчленение и корреляция каменноугольных и пермских отложений базируется почти исключительно на биостратиграфических данных — комплексах ангарской макро- и микрофлоры и неморских моллюсков. Практически все литостратиграфические подразделения — это, по сути говоря, горизонты, в чем нетрудно убедиться, взглянув на последнюю официально утвержденную стратиграфическую схему верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы [15]. По этому же принципу построена и стратиграфическая схема позднего палеозоя Кузбасса — стратотипического района Ангарида.

В мезозойских прогибах (краевых депрессиях платформы) и в складчатых поясах более мощные отложения накапливались в прибортовой зоне крупнейшего на территории Азии позднепалеозойского палеобассейна. В мезозойских прогибах — Енисей-Ханганском, Лено-Анабарском и Предверхоянском — преимущественно пермские толщи формировались в прибрежно-континентальных, прибрежно-морских, реже в морских условиях. Биостратиграфической основой их расчленения являются комплексы микрофауны (реже двустворчатые моллюски, брахиоподы), палинологические данные, флора.

В удаленных от центральной части платформы разрезах Таймыра и Верхоянья мы имеем дело с древними осадками шельфовой зоны и осадками глубоководной части палеобассейна, охарактеризованными морской фауной. В разрезах Западного Таймыра и западного склона Верхоянского хребта наряду с морскими и прибрежно-морскими

толщами широко распространены прибрежно-континентальные угленосные отложения, в которых отмечается как морская фауна, так и флора.

На востоке платформы, в пределах Вилюйской синеклизы, вскрыты преимущественно аллювиально-дельтовые осадки, расчлененные по комплексу геолого-геофизических данных и по флоре на существенно угленосные и безугольные песчаные фации. В центральной ее части сверхглубокой скважиной (Средневилюйская К-27) вскрыт разрез пермских отложений мощностью более 3,5 км. На западе и юго-западе, в прибортовых зонах синеклизы, доказано выклинивание этих пород.

В большей степени грубозернистые отложения мощной дельты Палеовилуя, с которыми связана газоносность верхнего палеозоя Вилюйской синеклизы, в восточном направлении закономерно, через далеко вдающиеся в глубь палеобассейна клинья фронтальной части дельтового комплекса переходят в преимущественно тонкозернистые отложения побережья и открытой части морского палеобассейна, формируя разрезы восточного склона Верхоянского хребта. Это типичная для пассивных континентальных окраин модель накопления осадочных образований большинства известных складчатых поясов.

Казалось бы, ангарская макрофлора, имеющаяся повсеместно, позволяет нам увязать стратиграфические схемы верхнего палеозоя всех вышеупомянутых регионов. Однако основная беда в том, что фитокомплексы позднего палеозоя не привязаны к комплексам морской бореальной фауны, и сопоставление их с ярусами Международной стратиграфической шкалы, принятое на Кузбассе, очень слабо аргументировано. К тому же, стратиграфическая схема пермских и каменноугольных отложений Кузбасса, а значит и Сибирской платформы, не в полной мере отвечает нуждам геологов, подвергается в последнее время острой и справедливой критике и требует серьезного переосмысления и уточнения, тем более что построена она на чисто биостратиграфической основе.

Несовпадение границ систем и отделов верхнего палеозоя по комплексам флоры, принятых на Кузбассе, и по фауне в Верхоянье и на Таймыре, в Лено-Анабарском

прогибе и на востоке Тунгусской синеклизы приводит к неоднократным пересмотрам стратиграфических схем.

Чем больше появляется регионов, где в одних и тех же разрезах мы имеем дело с морской фауной и флорой, чем больше накапливается фактического материала, тем ярче высвечивается сущность назревших проблем [9,12 и др.]. Это очень хорошо видно на примере изучения каменноугольных и пермских отложений Западного Верхоянья — одного из немногих регионов Северной Евразии, где может быть решена и уже решается важнейшая для стратиграфии верхнего палеозоя Сибирской платформы проблема увязки ангарских комплексов флоры и бореальной фауны. Необходимо отметить, что эти же вопросы являются предметом пристального внимания при изучении пермских отложений Западного Таймыра.

Еще одной проблемой изучения осадочных толщ верхнего палеозоя является цикличность их накопления, традиционно связываемая с тектоническими процессами и нашедшая отражение в стратиграфических схемах практически всех вышеупомянутых регионов.

В разрезах перми и карбона восточного склона и присводовой части Западно-Верхоянской дуги это явление отчетливо фиксируется по структурному, вещественному и генетическому аспектам изучения осадочных толщ. Оно связано с возвратно-поступательным движением береговой линии в результате эвстатических колебаний уровня моря на фоне постепенного выдвижения фронтальной части дельты в глубь палеобассейна и заполнения его осадочным материалом [5].

Эта закономерность более 30 лет назад была положена в основу создания ритмостратиграфической схемы, по которой предшественниками проведено среднемасштабное геологическое картирование данного региона. В этой схеме пермские и каменноугольные отложения расчленены на семь ритмосвит, отвечающих по времени примерно веку или эпохе [2]. Нижние их части сложены тонкозернистыми алевроитами, отражающими трансгрессивные этапы седиментогенеза и содержащими морскую фауну. Верхние подсвиты представлены преимущественно грубозернистыми песчаниками. В прослоях более тонкозернистых пород здесь отмечаются остатки двустворчатых моллюсков и ископаемой флоры.

Каждая ритмосвита представляет собой овеществленный трансгрессивно-регрессивный этап, закономерно меняющий свои ве-

щественно-структурные параметры по латерали, благодаря чему и прослеживающийся в любом из разрезов [5].

Анализ имеющегося материала позволяет выделить более мелкие и три более крупных этапа в объеме отделов систем, прослеживающихся в пределах всей Сибири. По сути говоря, так модной нынче в мировой геологической науке «сиквэнт-стратиграфией» в Западном Верхоянье занимаются уже более 30 лет. Опыт этого изучения трудно переоценить, он найдет и уже нашел отражение в ряде работ [4, 5, 12 и др.].

Латеральная последовательность фациальных обстановок и фаций с запада на восток четко повторяется в разрезе любой из ритмосвит и более крупных трансгрессивно-регрессивных этапов, а также в формационном ряду верхнепалеозойского циклокомплекса в целом. Эта модель седиментации, выявленная Н.А.Головкинским более 125 лет назад при изучении пермских отложений Волго-Уральской провинции, дает ключ к пониманию процесса цикличности седиментации и может быть полезна при более пристальном комплексном ее изучении совместно с биостратиграфами и палеонтологами для построения строго иерархичной, логичной в генетичном смысле, стратиграфической основы. Та же закономерность прослеживается в разрезах практически всех рассматриваемых регионов.

Существующие схемы структурно-фациального (фациального) районирования верхнепалеозойских отложений, на которых базируется корреляционная часть стратиграфических схем, как правило, не несут генетического смысла. Это в лучшем случае районы, отличающиеся той или иной спецификой строения осадочных толщ, выделенные вне модели седиментационного палеобассейна. В худшем случае их границы — это пределы сфер влияния геологических организаций или отдельных групп специалистов.

Вместе с тем, на примере верхнепалеозойских отложений Верхоянья видно, что фациальная (структурно-фациальная) зональность верхоянского палеобассейна должна быть в принципе вдольбереговой и отражать генетический смысл модели седиментогенеза, как это уже просматривается на примере сочленения Лено-Анабарского прогиба и Северного Верхоянья (Хараулаха), где мы прослеживаем одни и те же фациальные зоны [8]. Различия в строении осадочных толщ, безусловно, существуют, но ряд уровней (к примеру, крупные трансгрессии) четко видны в стратиграфических схемах практически всех структурно-фациальных зон Вер-

хоянья. Это нижнеимтанджинская подсвита верхнего карбона, эчийская свита нижней перми, нижнеделенжинская и нижнедулгалахская подсвиты верхней перми и их аналогии.

Опыт проведенного среднемасштабного геологического картирования верхнепалеозойских толщ Верхоянья и последующее стратиграфическое районирование их ареалов распространения [10] говорит за то, что ритмостратиграфическая схема Западного Верхоянья является тем основным каркасом, с учетом которого должны создаваться и могут быть увязаны более дробные стратиграфические схемы, тем более что и биостратиграфические зачастую одноименные горизонты выделены в тех же рамках [15].

Очень интересной, обсуждаемой в самое последнее время проблемой является наличие в разрезах верхнего палеозоя Верхоянского складчатого пояса (ВСП) комплекса оползневых образований — так называемых гравититов, олистолитов, олистостром, приуроченных к фациям фронтальной части палеоделты и границе шельф — континентальный склон. Такие образования отмечаются практически на любых стратиграфических уровнях. Прибортовая зона Верхоянского палеобассейна являлась зоной лавинной седиментации, и поэтому здесь широко распространены отложения мутьевых потоков — турбидиты, известные обычно в научных публикациях по Верхоянью под термином «флиш» [2], где им часто отводится корреляционное значение. Правда, иногда под это понятие попадают образования различного генезиса.

С другой стороны, выясняется, что в прибрежной части этого палеобассейна существовали биогермные карбонатные постройки. Они, по-видимому, были угнетенными, не имели широкого распространения, но сам факт их существования в зоне интенсивного терригенного седиментогенеза очень редко отмечаемое явление. Мелкие оползшие блоки — олистолиты и олистостромы, состоящие из обломков этих построек, включая и шлейфы «плавающих» остроугольных кусков карбонатов в глинистом матриксе — отмечаются на различных стратиграфических уровнях, и имеют мощность от единиц до десятков и даже сотен метров. Не исключено, что во многих случаях мы принимаем их за так называемые ледово-морские образования [2], рябчики [1], которые по общему мнению имеют корреляционное значение, а на самом деле могут быть приурочены к определенной фациальной обстановке.

Вместе с тем, крупные олистостромы, которые трудно с чем-либо спутать, при сред-

немасштабном картировании просто не замечались. Так, не была закартирована мощная олистострома в нижней части имтанджинской (юпенчинской) свиты среднего карбона в среднем течении рек Соболах — Майан (междуречье руч. Юпенче — Былыкаты, в районе стратотипа былыкатской свиты). Здесь в более чем стометровой, хаотично сложенной, неслоистой, преимущественно алевролитовой толще, кроме обломков разновозрастных разнотекстурных пород, найдены экзотические остроугольные глыбы карбонатного цоколя. Подобные мощные карбонатные тела олистостромов были найдены авторами в подошве тумаринской и дулгалахской свит перми на р. Барайа. В целом эта интереснейшая во всех отношениях проблема, связанная с формированием карбонатных олистостром в бассейнах с терригенным осадконакоплением, окончательно не решена и требует пристального внимания и тщательного изучения.

Особое географическое положение Верхоянского палеобассейна, который с запада через Таймыр граничит с Восточно-Европейским палеобассейном (стратотипической областью для принятых в России ярусов карбона и перми), а с юга примыкает к региону развития отложений с тетической фауной, дает основание считать его важным для сопоставления трех сосуществующих международных шкал Западно-Европейской, Северо-Американской и Тетической. Верхоянье является регионом, который аккумулирует признаки всех трех шкал, и в то же время имеет свою специфику. Не случайно для Северо-Востока России в целом, а для Верхоянья в частности, не одним исследователем и не один раз предлагались различные варианты ярусной шкалы.

Почему для решения биостратиграфических вопросов ВСП важно именно Западное Верхоянье, а не Южное или Северное? Потому что этот регион имеет богатую историю изучения. Достаточно вспомнить такие имена ученых, как А.С.Каширцев, Б.С.Абрамов, Р.В.Соломина, А.Н.Толстых. В.Н.Андрианов посвятил Западному Верхоянью большую часть своей творческой жизни. Можно сравнить точки зрения на этот регион многих ведущих ученых, что очень важно, поскольку многие проблемы биостратиграфии часто носят чисто номенклатурный характер. Здесь выделены стратотипы дулгалахского, деленжинского, тумаринского и бытантайского горизонтов региональной стратиграфической шкалы перми. Следует обсудить вопрос и о выборе стратотипов горизонтов для карбона. Наиболее подходящим для этого является бассейн среднего

течения р.Барайы, где развиты палеонтологически охарактеризованные отложения им-танджинской, солончакской (средний карбон) и кыгылтасской (верхний карбон) свит. В последнее время не снимается вопрос о целесообразности выделения в рангах свит новых стратонев геологических тел, об их соответствии требованиям крупномасштабного геологического картирования [6]. Чем все-таки характеризуется фауна Верхоянья, и какова ее роль при сопоставлении отложений различных регионов?

Для увязки как местных, так и региональных стратиграфических подразделений наиболее важны представители такой группы ортофауны, как аммоноидеи. Достаточно полно этот вопрос осветил В.Н.Андрианов [2, 3 и др.].

В каменноугольный период были широко развиты эндемичные аммоноидеи с треугольными умбо на ранних оборотах навивания, каковыми являются орулганитиды. На основе их изучения средний карбон Верхоянья подразделен на ряд биостратиграфических зон. Выделение нижнебашкирского подъяруса еще требует дополнительного рассмотрения. Каяльский ярус (и его стратиграфические аналоги) В.Е.Руженцевым [14] разделен на три аммонитовых зоны. Несколько условно выделен московский этап в развитии аммоноидей. В перми уже обычны как новые, так и известные виды родов, играющие важную роль при расчленении верхнепалеозойских толщ в стратотипических разрезах Урала. Это *Uraloceras*, *Sakmarites*, *Agaticeras* и др. Наиболее древний пермский комплекс — хорокытский; — по мнению В.Н.Андрианова, имеет ассельский-сакмарский возраст и представлен большим количеством видов. В других районах Верхоянья и Северо-Востока Азии аммоноидеи этого стратиграфического интервала не известны. Артинский комплекс аммоноидей в Западном Верхоянье представлен чрезвычайно широко. В нем присутствуют как актастинские *Neoshumardites triceps hyperboreus* Ruzh., так и чисто байгенджинские *Paragastrioceras jossae* (Vern.), *P. vernemili* Ruzh. разновидности аммоноидей. В этой связи именно эта территория Верхоянья наиболее благоприятна для разделения артинского уровня аммоноидей на отдельные комплексы, что немаловажно в решении задач увязки стратиграфических разрезов верхнего палеозоя всей территории Северо-Востока Азии.

Тумаринский комплекс аммоноидей, имеющий предположительно кунгурский возраст, уникален, т. к. аналоги в пределах бореальной палеозоогеографической обла-

сти, включая Урал, Северную Америку и Канадский архипелаг, не известны.

Граница тумаринского и следующего выше (черкамбальского, по В.Н.Андрианову) комплекса важна тем, что она совпадает или близка к границе между отделами системы. Может быть, даже более известно название вышележащего комплекса как роудский, поскольку он легко узнается и на Северо-Американском континенте, где он был выделен. В Западном Верхоянье этот комплекс составляют аммоноидеи, найденные в нижней подсвите деленжинской свиты. Это представители родов *Sverdrupites* и *Daubichites*.

Вопрос присутствия казанских и татарских аммоноидей требует уточнения, к тому же, даже предполагаемые находки аммоноидей этого возрастного интервала в Верхоянье чрезвычайно редки.

Следует признать важнейшую роль брахиопод для внутрирегиональной корреляции [1, 16]. Трудно согласиться с мнением В.Г.Ганелина, что брахиоподовые ассоциации Верхояно-Охотской зоны не содержат каких-либо элементов, неизвестных в Омолонской и Приколымо-Тасхаяхтаской зонах и представляют собой, по существу, лишь его обедненные аналоги [9]. Частично, возможно, это и так, но при всей общности фауны Верхояно-Колымской области, брахиоподы Верхоянья прошли собственную историю развития и представлены довольно широким спектром [13].

В позднем палеозое ряд особенностей Верхоянского палеобассейна (высокие темпы осадконакопления, активная гидродинамика, мутность, распреснение и др.), с одной стороны, явились причиной бедности фаунистических комплексов, а с другой, — способствовали быстрому посмертному захоронению органических остатков. Поэтому для верхнепалеозойских отложений характерны автохтонные захоронения и не являются редкостью находки бентосных организмов в прижизненном положении. Эта особенность дает возможность даже при минимуме сведений по тафономии раковин брахиопод и других ископаемых остатков выделить целый ряд данных сообществ. Наиболее остро различия среди них чувствуются в карбоне. В перми вслед за нивелировкой обстановок стираются и грани между различными сообществами. В основном это организмы, обитавшие в условиях удаленного от берега мелководья с песчано-алевритовыми грунтами. Их ярчайшим представителем являются сообщества с *Jakutoproductus* в ядре как доминирующие большую часть раннепермского времени совместно с редкими представителями таких родов, как

Pterospirifer, *Jakutochonetes*, *Attenuatella*, *Quinquenella*, *Anidanthus*, *Leiorhynchoidea*, *Spirelytha*, известными от Таймыра до Северо-Восточной Монголии. Эта особенность сообществ удаленного от берега мелководья позволяет без особого труда проводить меж-региональные корреляции.

Этап развития брахиопод, охватывающий конец ранней и всю позднюю пермь в Верхоянье, имеет гораздо больше общего с соседними регионами. Однако с исчезновением якутопродуктид трудно назвать какую-либо одну группу, которая доминировала бы среди остальных. Это и гладкосинусные спирифериды, и тонкоструйчатые линопродуктиды, и стробилозидии. К концу поздней перми в более мелководных обстановках брахиоподы вытесняются двустворчатыми моллюсками.

В целом, резюмируя вышеизложенное, важно понять, что позднепалеозойская фауна Верхоянья не всегда удовлетворяет требованиям глубокого морфологического и другого специального изучения и представляет собой непрерывно наблюдаемую, запечатленную в разрезе биотическую летопись. Здесь менее, чем где-либо, возникают сомнения в правильности соотношения палеонтологических комплексов, их последовательности и непрерывности.

Целый ряд признаков отдельных стратиграфических подразделений Уральской, Тетической и Северо-Американской шкал, а также континентальных отложений Ангарида, наблюдаемых в одних разрезах, дают нам уникальную возможность решить многие вопросы стратиграфии соседних с Верхояньем регионов на едином современном уровне знаний.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. — М.: Наука, 1988.
2. Андрианов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. — М.: Наука, 1966.
3. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные амmonoидеи Северо-Востока Азии. — Новосибирск.: Наука, 1985.
4. Будников И.В. Главные этапы позднепалеозойского осадконакопления в Верхоянской геосинклинали и на Сибирской платформе // Проблемы геологии и нефтегазоносности верхнепалеозойских и мезозойских отложений Сибири. Новосибирск, 1984. С.97—105.
5. Будников И.В. Принципы и результаты изучения цикличности осадконакопления верхнепалеозойских отложений Верхоянского палеобассейна // Практические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. Новосибирск, 1988. С.106—113.
6. Будников И.В., Гриненко В.С., Давыдов Н.Е. Проблемы стратиграфии каменноугольных отложений Западного Верхоянья // Стратиграфия и литофациальный анализ верхнего палеозоя Сибири. Новосибирск, 1991. С.32—44.
7. Будников И.В. Принципы выделения и корреляции литостратиграфических подразделений верхнего палеозоя северо-востока Сибирской платформы // Местные и региональные стратиграфические подразделения в практике геологического изучения Сибири. Новосибирск, 1992. С.83—92.
8. Будников И.В., Гриненко В.И., Граусман В.В. и др. Литостратиграфия верхнего палеозоя краевых прогибов северо-востока Сибирской платформы // Стратиграфия и литофациальный анализ верхнего палеозоя Сибири. Новосибирск, 1991. С. 5—13.
9. Ганелин В.Г., Котляр Г.В. Брахиоподы // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР — Л., 1984. С.257—262.
10. Гриненко В.С. Принципы стратиграфического районирования пермских отложений Верхоянья // Актуальные проблемы региональной геологии Сибири: Тез. докл. регион. совещ. — Новосибирск, 1992. С.59—60.
11. Данилов В.И., Будников И.В. Палеоботаническое обоснование корреляции верхнепалеозойских отложений Вилуйской синеклизы и Западного Верхоянья // Верхний палеозой и триас Сибири. Новосибирск, 1992. С.83—92.
12. Егоров А.Ю. Лавинная седиментация — основной процесс в формировании Верхоянского комплекса // Доклады РАН. 1993. Т.332. № 3. С.346—351.
13. Клец А.Г. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего палеозоя северной части Хабаровского края: Автореф. дисс... канд. геол.-минер. наук. — М., 1988.
14. Руженцев В.Е. Амmonoидеи и хроностратиграфия карбона Восточной Сибири // Палеонтологический журнал. 1975. № 2. С.28—45.
15. Соломина Р.В. Некоторые раннепермские продуктиды Верхоянья и их стратиграфическое значение // Палеонтологический журнал. 1981. № 2. С.71—81.
16. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. — Новосибирск, 1982.

Принципы систематики магматических образований

Ю.С.ОРЛОВ., В.А.ТРУНИЛИНА

Применяемый в настоящее время вещественно-временной принцип систематики геологических тел, отражаемых на геологических картах, существует со времени издания первых геологических карт СССР. В легендах к этим картам цветом показывается возраст выделяемых геологических тел, а для магматических — состав пород, индексом — также возраст, а для магматических — возраст и состав. В последнее время особенно часто используется географическая привязка в виде названий свит осадочных и вулканогенных и комплексов — магматических пород. В тексте к легенде вновь перечисляются состав и возрастная последовательность образования геологических тел.

Основной задачей крупномасштабного картирования является, кроме отражения положения геологических тел в пространстве, выявление структурной и генетической позиции конкретных месторождений полезных ископаемых; среднемасштабного — выделение рудных районов; наконец, мелкомасштабного — выявление общих, региональных закономерностей размещения полезных ископаемых. При этом большинством исследователей признается генетическая или парагенетическая связь значительной части эндогенного оруденения с магматизмом. В то же время, существующие легенды к геологическим картам соответствующих масштабов, не отражая ни условий и режимов образования геологических тел, ни специфики их вещественного состава при локализации в разных структурно-геодинамических зонах, оказываются мало информативными для локального и регионального прогноза и, собственно, не отвечают задачам, для решения которых они и составляются.

Рациональная систематика магматических образований важна для повышения информативности геологических карт, понимания процессов эволюции магматизма и металлогении и для корректных палеогеодинамических реконструкций. Существуют различные подходы к ней. Наиболее разработан формационный анализ, развиваемый школой Ю.А. Кузнецова. Известно и часто цитируется предложенное им определение магматической формации как естественной ассоциации изверженных горных пород, тесно связанных парагенетически и сопровождаемых определенным набором рудных месторождений [4]. Использование такой

систематики требует, прежде всего, четкого ограничения объема магматической формации как элемента систематики, для чего необходимо определение критериев различия пород близкого петрографического состава, но принадлежащих к разным формациям (например, граниты в габбро-гранитной, гранит-лейкогранитной и т. д.).

Э. П. Изох [2] для расчленения магматических ассоциаций применяются петрохимические критерии с разделением их на завершённые и незавершённые, простые и сложные. Однако и в этом случае, в силу неодинаковой степени изученности, разных условий обнаженности, полноты охвата составляющих ассоциаций, наиболее трудным остается определение ее объема. Условие дальнейшего усовершенствования формационного анализа — насыщение понятия «магматическая формация» минералогическим и геохимическим содержанием, что позволит надежно различать разноформационные породы близкого петрографического состава.

Геохимическая типизация магматических пород разработана Л.В.Таусоном [8]. В составе гранитоидов и базитов им выделено по девять геохимических типов. Принадлежность к тому или иному геохимическому типу, определяемая сопоставлением геохимических характеристик конкретных объектов с эталонными, тесно увязывается с генезисом магм. Каждому геохимическому типу присуща определенная металлогения. Применение этой систематики наиболее перспективно при прогнозной оценке территорий в процессе крупномасштабного картирования, но требует высокой степени геохимической изученности магматических образований.

С целью локального прогноза, для количественной оценки рудоносности отдельных интрузивов при крупномасштабных исследованиях наряду с использованием известных индексов рудоносности [8] и редкометалльности [3] авторами предложен ряд дополнительных коэффициентов, отражающих накопление рудных элементов в процессе дифференциации, аутометасоматоза, степень остаточного концентрирования и индекс суммарной рудоносности как сумма частных коэффициентов [6]. Этот индекс, как пометалльный, так и общий может быть показан на специализированных крупномасштабных картах интенсивностью окраски.

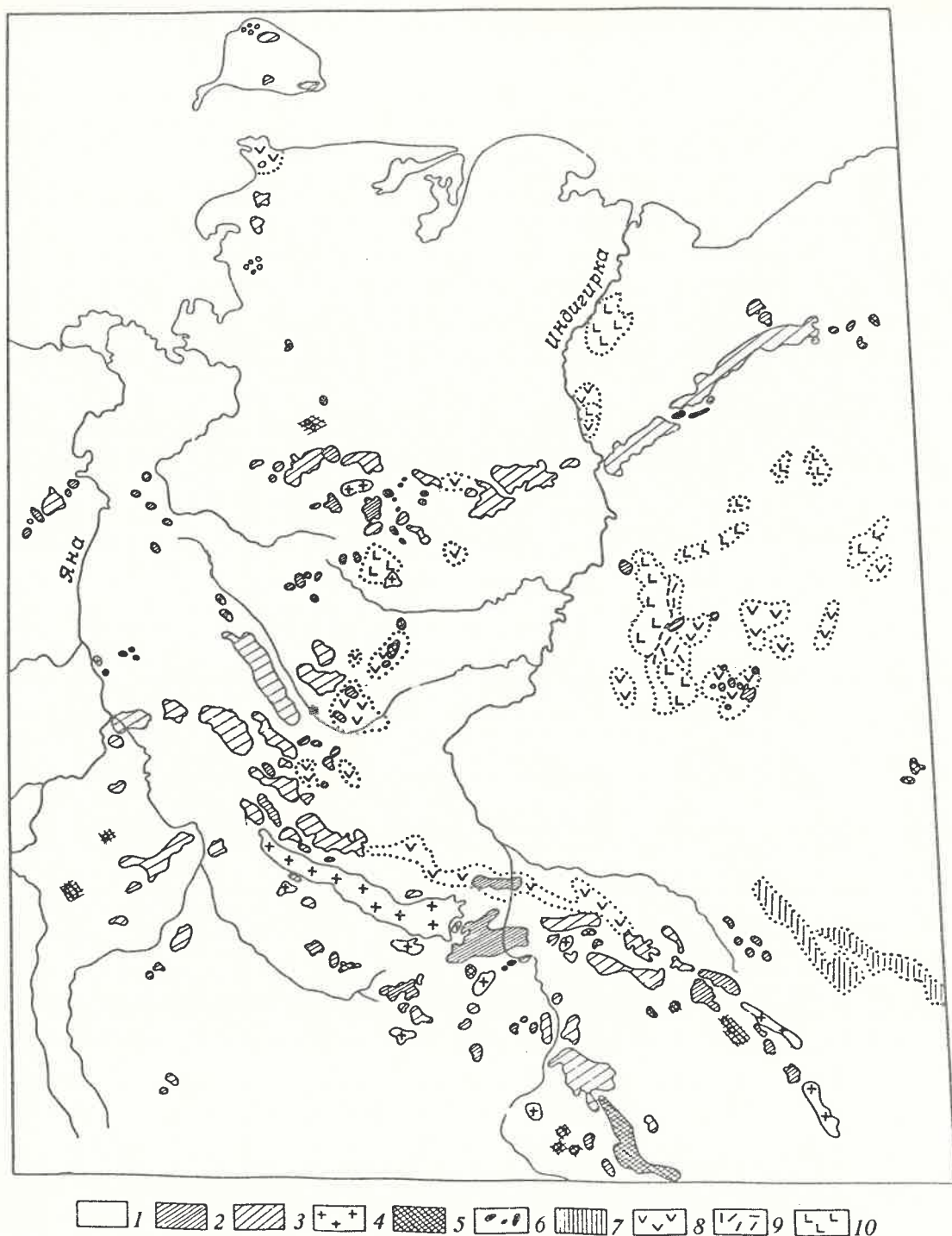


Рис. 1. Петрохимические серии позднемезозойских магматических пород северо-востока Якутии;

интрузивные породы: 1 — известковые низкокальциевые, островодужные, 2 — известково-щелочные, пониженнокальциевые, раннеколлизийные, 3 — известково-щелочные, синколлизийные, 4 — известково-щелочные, повышеннокальциевые, синколлизийные, 5 — высококальциевые, позднеорогенные, 6 — латитовые и К-трахитовые (до базанитовых), эпиплатформенные; вулканические породы: 7 — Na-грахитовые, субокеанические, 8 — известковые, низкокальциевые, толеитовые и известково-щелочные островодужные, 9 — высококальциевые, позднеорогенные, 10 — посторогенные, латитовые

Среди генетических классификаций гранитоидов интересно расчленение их на *I*- и *S*-типы, соответственно с мантийными и

супракрустальными магнеобразующими субстратами [11, 15]. Позднее из гранитоидов *I*-типа были вычленены гранитоиды *M*-

типа, субстратом для которых являлись океаническая кора или перекрывавший ее мантйный клин в зонах субдукции [12]; а из гранитоидов *S*-типа — гранитоиды *A*-типа, связанные с частичным плавлением фельзитических гранулитов, из которых предварительно удалена магма орогенных гранитов [14]. Еще более дробная классификация на этой основе предложена В.С.Поповым [7]. Разделяя мнение о фундаментальности данного подхода, авторы считают маловероятным его использование при составлении геологических карт в силу крайне ограниченного количества изотопных данных, на которых он в значительной мере базируется.

Для мелкомасштабных карт можно использовать сериальный анализ на основе выделения ассоциаций пород по устойчивым особенностям химизма. Известны толеитовая, известково-щелочная и щелочная серии А. Miyashiro [13], толеит-базальтовые и андезит-липаритовые серии А.А.Маракушева [5]. В последние годы сериальная петрохимическая классификация предложена Л.С.Бородиным [1]. Она создана по результатам обобщения химических составов магматических пород типовых в геотектоническом отношении провинций: островодужных, окраинно-континентальных, рифтогенных и т.д. Эволюционному ряду формаций от океанической толеитовой до субщелочной и щелочной рифтогенных соответствуют, по этой классификации, главные тренды магматической дифференциации: толеитовый, базальт-риолитовый, трахитовый, щелочно-базальтовый. Эта классификация решает задачу выявления генетических связей между конкретными телами магматитов, отражает общие геодинамические и петрологические закономерности их образования.

Применение такой классификации позволило выявить в структурах сочленения Верхоянской континентальной окраины и Колымского микроконтинента развитие всего спектра петрохимических серий подвижных зон: от наиболее ранних толеитовых и Нащелочных режима растяжения и перехода к режиму сжатия, островодужным и орогенным режимам сжатия до поздних К-щелочных (трахитовых, базанитовых), сопоставимых с рифтогенными образованиями молодой платформы (рис. 1).

Всего Л.С. Бородин выделяет девять петрохимических серий. Опознаются они по химическому составу пород на бинарной диаграмме, где все тренды расходятся пучком из одной точки. Это главный недостаток классификации, поскольку если «длинные» серии и серии пород среднего и кислого

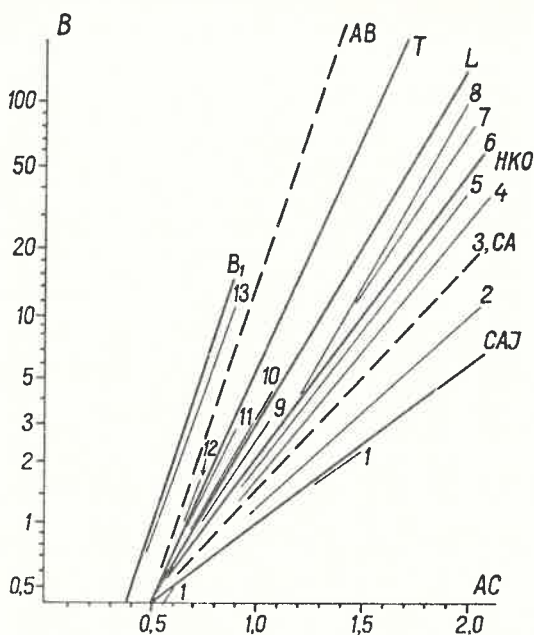


Рис. 2. Петрохимические серии магматических пород хр. Полоусного (северо-восток Якутии)

магматических формации: 1 — габбро-долеритовая, 2 — базальт-андезит-риолитовая, 3, 4 — тоналит-гранодиоритовая, 5—7 — гранодиорит-гранитная, 8 — дацит-риолитовая, 9 — лейкогранитовая, 10 — шононит-латит-трахириолитовая, 11—13 — щелочнобазальт-трахибазальтовая; тренды главных магматических серий по Л.С. Бородину [1]: CAJ — известково-щелочной островодужный, CA — главный известково-щелочной, HKO — высоко-калиевый позднеорогенный, L — латитовый, T — трахитовый, AB — щелочно-базальтовый, B₁ — базанитовый

составов различаются отчетливо, то классификация «коротких» серий в области основных и ультраосновных составов не всегда достаточно однозначна.

Природные явления не имеют жестких границ. Устанавливаем их мы, и именно поэтому петрохимические серии конкретного региона отражаются на диаграмме в виде пучка разновеликих трендов (рис. 2), характеризующих эволюцию магматизма в пределах времени существования данного геодинамического режима и различие геологоструктурных условий становления определенных тел. Важное достоинство этой классификации в том, что каждый из пучка трендов характеризует совокупность тел, которые по минералого-петрографическим критериям отвечают объему магматической формации в понимании Ю.А.Кузнецова.

В свою очередь, магматические формации обладают геохимическими параметрами определенного геохимического типа, но в силу тех же причин среди них появляются объекты с признаками иных типов. На возможность таких отклонений указывал и сам Л.В.Таусон. Так, геохимические особенно-

Период (цикл) развития	Ранг систематики	Схема систематики		
Геодинамический режим	1	Петрохимическая серия		
	2	Магматическая формация	Магматическая формация	
	3	Геохимический тип	Геохимический тип	Геохимический тип

сти золотоносной тоналит-гранодиоритовой формации в основном отвечают палингеным гранитоидам известково-щелочного геохимического типа, но по ряду параметров отклоняются к геохимическому типу гранитоидов андезитового ряда. В составе одной магматической формации могут присутствовать породы разных геохимических типов. Например, среди оловоносных массивов гранодиорит-гранитной формации, большая часть которых принадлежит геохимическому типу палингенных известково-щелочных гранитоидов, в зонах тектонических нарушений в тыловых частях континентальной окраины локализуются массивы гранитоидов латитового геохимического типа с олово-серебряной и полиметаллической металлогенической специализацией.

Многолетние исследования, позволившие собрать сопоставимый материал по геологии, петрографии, минералогии, геохимии магматических образований разных структурно-геодинамических зон Верхояно-Колымских мезозой [6, 9, 10], привели к выводу, что наиболее приемлемой, особенно для мелкомасштабных карт, на современной стадии изученности является петрохимическая классификация Л.С.Бородина, требующая только наличия корректных силикатных анализов и петрографического описания пород (использование анализов пород, подвергшихся значительной метасоматической переработке, искажает картину). Для карт среднего и крупного масштаба наиболее перспективно применение геохимической типизации, что даст возможность более надежно выделять рудные районы и узлы, перспективные на определенные виды или комплексное эндогенное оруденение.

Исходя из сказанного, предлагается многограновая последовательная систематика магматических образований: выделение петрохимической серии на основе классификации Л.С. Бородина в ранге таксона «формационный ряд»; магматической формации на петрографо-минералогической основе в ранге таксона «формация»; геохимического типа на основе классификации Л.В.Таусона в ранге таксона «магматический комплекс» (таблица).

Первый ранг систематики наиболее приемлем для мелкомасштабных карт, второй

— для среднемасштабных при наличии результатов специализированных исследований, третий — для масштаба 1:50 000 и крупнее. В текстовой легенде к картам могут быть отражены все три ранга систематики, на карте — первый и третий в индексе: вместо букв, обозначающих название магматического комплекса, ничего кроме географической привязки не отражающих, можно указать первые буквы названий петрохимической серии и геохимического типа. Например, граниты мелового возраста высококальциевой позднеорогенной петрохимической серии плюмазитового геохимического типа ($\eta^p K_h$), или базальты юрского возраста низкокальциевой известковой петрохимической серии геохимического типа континентальных толеитов ($\beta^{tk} J_i$).

Таким образом, теми же средствами, кроме состава и возраста магматических пород на картах мелкого масштаба будут показаны их петрохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования; на картах среднего и крупного масштаба — также и геохимические особенности магматитов, указывающие на их потенциальную рудоносность. Вполне можно построить по этому принципу и легенды для осадочных и метаморфических пород.

Авторы сознают сложность перехода на предлагаемую систематику в условиях почти полного прекращения Государственного геокартирования, но преимущества ее очевидны, а геологические карты издавались и будут издаваться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. — М.: Наука, 1987.
2. Изох Э.П., Зотов И.А., Пономарева Л.А. О соотношении коровых (субстратных) и интрателлурических факторов при формировании высокоглиноземистых гранитоидов // Гранитоиды — индикаторы глубинного строения земной коры. — Новосибирск, 1985. С. 5—14.
3. Козлов В.Д. Геохимическая типизация, формационный анализ и оценка рудоносности гранитоидов при прогнозировании редкометалльного оруденения // Проблемы рудоносности гранитоидов. — Иркутск, 1987. С. 3—28.
4. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. — М.: Наука, 1964.
5. Маракушев А.А. Петрогенезис. — М.: Недра, 1988.
6. Орлов Ю.С., Трунилина В.А. Критерии связи эндогенного оруденения с магматизмом // Вопросы маг-

- матизма и оруденения Якутии. — Якутск, 1992. С. 57—65.
7. Попов В.С. О происхождении U-гранитов // Гранитоиды — индикаторы глубинного строения земной коры. — Новосибирск: 1985. С. 14—27.
 8. Таусон Л.В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // 27-й МГК. — М., 1984. С. 221—229.
 9. Трунилина В.А. Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. — Новосибирск: Наука, 1992.
 10. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Гранитоиды и связь с ними касситерит-сульфидного оруденения. — Новосибирск: Наука, 1985.
 11. Chappell B.W. Source rocks of U- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia // Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1984. — A310, N 1514. P. 693-706.
 12. Chappell B.W., Stephens W.E. Origin of intracrustal (U-type) granite magmas. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 1988, Vol.79, N 2-3. — P. 71-86.
 13. Miyashiro A. Volcanic rock series and tectonic setting // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol.3. P. 251—269.
 14. Whalen J. A-type granites in New Brunswick // Pap. Geol. Surv. Can., N 86-1a, 1986. P. 297—300.
 15. White A.J., Chappell B.W. Ultra-metamorphism and granitoid genesis // Tectonophysics, 1977. Vol. 43, N 1-2. P. 7—22.

УДК 553.04:550.84

© М.Г.Кокшарский, 1994

Геолого-геохимические основы прогнозирования золото-сурьмяных месторождений Восточной Якутии

М.Г. КОКШАРСКИЙ

Принципы прогнозирования разрабатывались для золото-сурьмяных месторождений в разрывных структурах сарылахского типа [1]. Интерес к проблеме их прогнозирования вызван существующими тенденциями развития горнодобывающей промышленности региона, необходимостью форсированной оценки резерва минерально-сырьевой базы для обогащательных комбинатов Восточной Якутии.

Золото-сурьмяные месторождения локализируются в известной крупной структурно-металлогенической зоне [1], расположенной в центральной части Верхояно-Чукотской складчатой области, в поле развития терригенных пород поздне триасового возраста. Оруденение локализовано вблизи конседиментационного глубинного разлома северо-западного простирания на границе двух структурно-формационных зон — мегабрахиянтиклинорной с прерывистой и брахиформной складчатостью и мегасинклиноной с широко развитыми структурами линейного типа. Для первой характерен существенно песчаниковый фациально выдержанный тип разреза, для второй — существенно алевролитовый состав и широко проявленная литолого-фациальная изменчивость по латерали.

Золото-сурьмяное оруденение представлено стержневыми кварцево-рудными жилами разной морфологии, локализованными в зонах интенсивного смятия и рассланцевания пород. Минеральный состав тел выдержан, в основном их составляют кварц-анти-

монитовые руды; в незначительных количествах встречаются пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, бертьерит, галенит, самородное золото, шеслит, ауристобит и другие более редкие минералы [3]. Рудовмещающие породы песчано-глинистого состава близ рудных тел березитизированы. Оруденение носит ярко выраженный характер.

Наличие в пределах металлогенической зоны большого числа рудопроявлений и точек минерализации неясной перспективности предопределили распыление усилий по их оценке, выявили трудности выбора из них объектов для постановки разведочных работ. Это вызвало необходимость построения прогнозной карты масштаба 1:100 000 с количественной оценкой золото-сурьмяного оруденения на основе целенаправленного обобщения геолого-геохимической информации, накопленной в процессе геологических, поисковых и разведочных работ, специализированных научных, методических и тематических исследований на территории металлогенической зоны.

Концепция прогнозных построений заключалась в раздельной обработке и геометризации геологической и геохимической информации. В основе подхода лежит представление о том, что области максимальной проявленности наиболее благоприятных для рудолокализации геологических факторов фиксируют местоположение структурных ловушек, в т. ч. и нереализованных. Геохимические аномалии отражают участки развития как концентрированного промышлен-

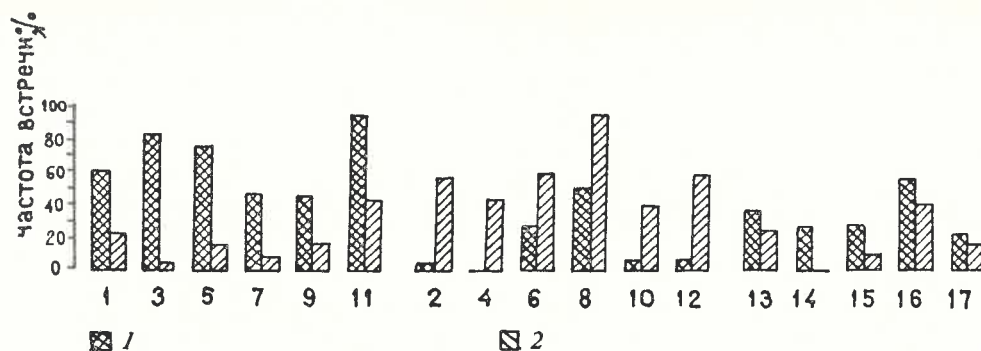


Рис.1. Гистограммы распределения геологических признаков в рудогенных (1) и фоновых (2) выборках:

1 — алевролиты; 2 — песчаники; 3 — 0—2 км от оси (тектонического шва) глубинного разлома; 4 — более 4 км от тектонического шва; 5 — крупные разрывы северо-западного простирания; 6 — мелкие субширотные разрывы; 7 — мелкие разрывы северо-западного простирания; 8 — мелкие разрывы северо-восточного простирания; 9 — хлорит-серицит-карбонатная субфация метаморфизма; 10 — контактовая биотитовая и хлорит-биотитовая субфации метаморфизма; 11 — зоны интенсивной линейной складчатости; 12 — зоны пологих дислокаций; 13 — глинистые сланцы, аргиллиты; 14 — крупные субмеридиональные разрывы; 15 — крупные разрывы северо-восточного простирания; 16 — крупные субширотные разрывы; 17 — мелкие субмеридиональные разрывы.

ного оруденения, так и рассеянной минерализации. Только области совмещения в пространстве интенсивных геохимических полей с благоприятной геологоструктурной обстановкой коррелируют о наличии промышленно интересных объектов.

Для организации признакового пространства из разнообразного по качеству и содержанию фактографического материала при обработке отобраны и накоплены данные по наиболее универсальным оценочным признакам, закартированным на всей территории металлогенической зоны.

С целью выяснения роли факторов геологического контроля сопоставлены массивы данных по эталонным объектам с отбраковкой признаков, которые не являются общими для всех выборок. Такая же операция выполнена при сопоставлении фоновых участков, в результате чего сформирован перечень признаков, характеризующих безрудные площади. Следующий этап — сравнение рудогенных и фоновых массивов по каждому из этих признаков. Установлено, что различия между обучающими массивами данных носят относительный характер и выявляются только по преобладающей проявленности признака в той или иной совокупности (рис. 1). При этом достаточно четко обособляются две группы признаков, первая из которых получает преимущественное развитие в «рудной совокупности» (положительные рудоконтролирующие факторы), а вторая — более характерна для фоновых выборок (неблагоприятные, альтернативные факторы). Для максимальной локализации контуров геологических аномалий и повышения устойчивости полезного сигнала при обработке применен аддитив-

ный показатель, представляющий собой сумму отношений значений положительных признаков рудоконтроля и отрицательных, альтернативных признаков. Соблюдение принципа адекватности обеспечивалось при расчете аддитивного показателя подбором альтернативных пар из обеих (положительных и отрицательных) групп геологических признаков.

При кодировании признаки, имеющие площадное распространение, описывались в относительных процентах площади ячейки; для разрывов подсчитывалось их число. Из 17 рассмотренных геологических признаков в аддитивный показатель отобрано 6 альтернативных пар (см. рис. 1):

$$P_k = \frac{1}{2} + \frac{3}{4} + \frac{5}{6} + \frac{7}{8} + \frac{9}{10} + \frac{11}{12},$$

где P_k — аддитивный показатель; цифры — номера факторов контроля.

В качестве одного из главных факторов, контролирующих размещение оруденения, рассматривался литологический состав вмещающих пород [2]. Наиболее благоприятным для локализации оруденения статистически является алевролитовый тип разреза, учтенный при анализе как фактор 1. Песчанниковый тип соответственно используется в альтернативной паре под названием фактор 2 и обозначает условия, неблагоприятные для концентрирования руд. В основе такого группирования лежит представление о коренных различиях в условиях деформации этих двух типов пород при складчатости. Более пластичные алевролиты предрасположены к проявлениям складчатых деформаций. Избыточные напряжения в них разряжаются через систему разрывов продоль-

ной складчатости, которые в дальнейшем обеспечивают функции рудораспределения и локализации. В песчаниковых толщах такие системы разрывов не образуются. Для них более характерны многочисленные мелкие продольные и поперечные трещины, способствующие относительно равномерному рассеиванию наложенной минерализации во вмещающей среде без сколько-нибудь заметного концентрирования.

При анализе тектонических критериев контроля учитывалось положение рудных объектов относительно рудораспределяющих разрывных структур (факторы 3 и 4), ориентировка и масштабы рудоподводящих и рудолокализирующих структур (факторы 5—8). Учитывалось, что золото-антимонитовые проявления концентрируются в узкой полосе вдоль осевой линии глубинного разлома. На всем протяжении он насыщен продольными зонами дробления и смятия, которые играли роль своеобразных экранов и препятствовали прорыву гидротерм в висячий блок разлома на сколько-нибудь значительное расстояние.

Эти же продольные разрезы вмещают основную массу рудопроявлений, что объясняется их долгоживущим характером, обеспечивающим наиболее благоприятные условия циркуляции минерализованных растворов.

Диагональные к главной зоне разрывы субмеридиональной и субширотной ориентировки, как правило, сами не содержат рудных проявлений. Тем не менее, наличие их рассматривается как благоприятный признак, способствующий локализации руды в зонах основного направления. Считается, что они играют роль своеобразных экранов, подпруживая растворы, циркулирующие по главной системе, и обеспечивая создание структурных ловушек.

Специальным изучением положения оруденения в поле метаморфизма [2] установлено, что проявления золото-антимонитового типа локализуются в зоне развития наиболее низкотемпературной хлорит-серицит-карбонатной субфации зеленых сланцев, данные о распространении которой учтены нами как положительный рудолокализирующий фактор 9. Отрицательное влияние на локализацию оруденения оказывает повышение степени метаморфизма до биотитовой субфации и выше (фактор 10). В.И.Бергером конкретизирована приуроченность золото-антимонитового оруденения рассматриваемой территории к зонам интенсивной линейной складчатости, смятия и рассланцевания (фактор 11). Строение металлогенической зоны неоднородно — внутри ин-

тенсивно смятых пород картируются линзовидные или угловатые блоки со спокойным залеганием пород с пологими углами падения.

Эти блоки можно уподобить макробудинам, облекаемым узкими полосами тектонитов — интенсивно рассланцованных, перетертых пород. Субпараллельные достаточно протяженные взбросо-сдвиги развивались как по краям зоны регионального смятия, так и по краям этих блоков спокойной складчатости, практически не затрагивая их. Поэтому последние не вовлекались в гидротермальную проработку и остались «сухими». Участки их развития по площади зоны неблагоприятны для локализации оцениваемого оруденения, что и отражено в статистических расчетах (см. рис. 1, фактор 12).

Рассмотренные факторы рудоконтроля можно подразделить на следующие категории.

Факторы рудораспределения — концентрация рудных полей в узкой полосе северо-западного направления вдоль оси глубинного разлома, в зоне интенсивного смятия и рассланцевания терригенной толщи, в полях развития наиболее низкотемпературной хлорит-серицит-карбонатной субфации зеленосланцевой фации регионального зонального метаморфизма.

Факторы рудоразмещения — узлы пересечения крупных поперечных скрытых разломов, сопровождающихся зонами поперечной складчатости, с главной рудоконтролирующей поверхностью северо-западного простирания, флексурообразные изгибы в плане главного сместителя.

Факторы рудолокализации — благоприятно наличие хорошо проработанных разрывов северо-западного простирания взбросо-сдвигового характера и существенно алевролитовый тип разреза; неблагоприятно развитие мелких разрывов северо-восточного и субширотного направления в основном сбросовой породы и контроль ими зон дробления в существенно песчаниковых вмещающих породах.

Все эти факторы критериальные, а обобщенный аддитивный показатель выступает суммарным геологическим критерием прогноза данного типа оруденения. Значения его в изолиниях геометризованы для всей территории металлогенической зоны, фрагментарный участок в районе одного из рудных полей приведен на рис. 2, а.

Сопоставление контуров аномалий аддитивного показателя с пространственным размещением проявлений в эталонных рудных полях свидетельствует, что рудные объекты тяготеют к центру тяжести плоской

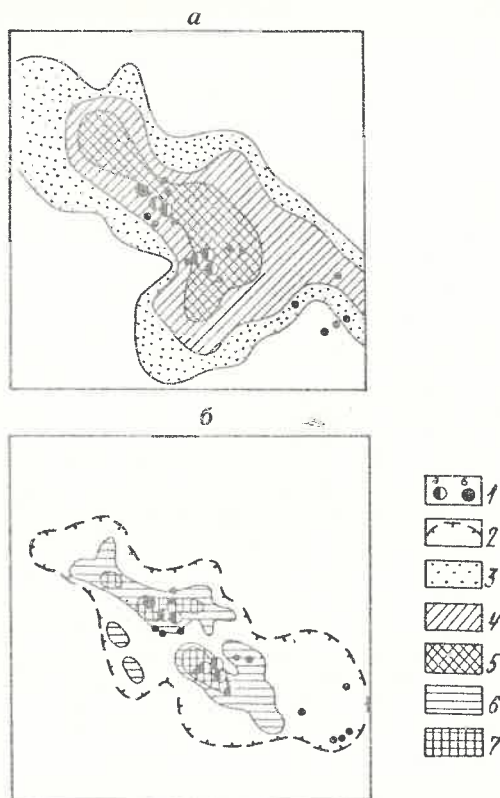


Рис. 2. Изолинии аддитивного геологического показателя (а) и литохимической аномалии сурьмы (б) в районе эталонного рудного поля:

1 — рудопоявления: а — золото-антимонитовые, б — антимонитовые (бертьеритовые); 2 — границы рудного поля; 3 — аддитивный показатель 1—1,5; 4 — то же, 1,5—3; 5 — то же, более 3; 6 — градации изолиний сурьмяной аномалии, 3—10 усл.ед.; 7 — то же, более 10 усл.ед.

фигуры, образованной контуром высоких значений показателя простой или колесообразной формы и концентрируются в юго-западной градиентной зоне. Причем, наиболее перспективные из них приурочены к участкам, где изолинии поля приобретают субмеридиональную ориентировку.

Отдельно обрабатывалась и отображалась с широким привлечением ЭВМ площадная геохимическая информация. Для выявления рудогенных геохимических аномалий использовались данные по литохимическим потокам рассеяния, отвечающие детально сти опробования 4 пробы на 1 км² площади.

Золото-сурьмяные рудные поля уверенно фиксируются литохимическими потоками рассеяния комплекса элементов-индикаторов. Среди последних наиболее контрастные потоки формируют элементы, являющиеся типоморфными для руд и первичных ореолов рассматриваемого оруденения — сурьма, золото, мышьяк, в меньшей степени, вольфрам, серебро, ртуть, цинк [4].

Привлечение всей гаммы химических элементов для целей выборочной локализации и оконтуривания участков развития именно золото-сурьмяного оруденения в виде единого интегрального показателя не представилось возможным, т. к. в пределах металлогенической зоны, в непосредственной близости размещены проявления золото-сурьмяной, золото-кварцевой, оловорудной, вольфрамовой и полиметаллической минерализации. Часто эти проявления дренируются одними и теми же водотоками, что приводит к совмещению их геохимических полей, развитию полиформационных потоков рассеяния. Из указанных элементов-индикаторов, мышьяк — сквозной для всех перечисленных типов минерализации, причем олово-вольфрамовые и золоторудные объекты формируют потоки данного элемента не только сопоставимые, но и превосходящие по интенсивности и протяженности таковые от проявлений золото-сурьмяного оруденения. Вполне закономерно, что потоки рассеяния золота не менее, а часто и более четко фиксируют собственно золоторудные объекты.

Практически все типы проявлений в данной зоне дают литохимические потоки сурьмы. Однако уровни ее концентрации в литохимических потоках золото-сурьмяных проявлений намного устойчивее и контрастнее по сравнению с потоками проявлений других формационных типов. Главным источником сурьмы в литохимических полях рассеяния золото-сурьмяной минерализации служит антимонит, минерал хрупкий и неустойчивый в зоне гипергенеза. Разрушаясь, он формирует высококонтрастные и не протяженные потоки рассеяния с максимальными для данной площади концентрациями сурьмы (100÷1000) и прямо связанными с рудными проявлениями золото-антимонитового типа (см. рис. 2, б).

Таким образом, основным геохимическим критерием площадной оценки территории на золото-антимонитовое оруденение являются аномальные содержания сурьмы в донных осадках. Контрастные и не протяженные литохимические потоки данного элемента позволяют максимально локализовать перспективные участки. Сопутствующие элементы-индикаторы привлекаются как дополнительные поисковые признаки, но уже в контурах аномалий сурьмы.

Сопоставление и анализ распределения в пространстве геологических и геохимических аномальных полей завершилось построением результирующих прогнозных контуров с выделением в пределах рудных

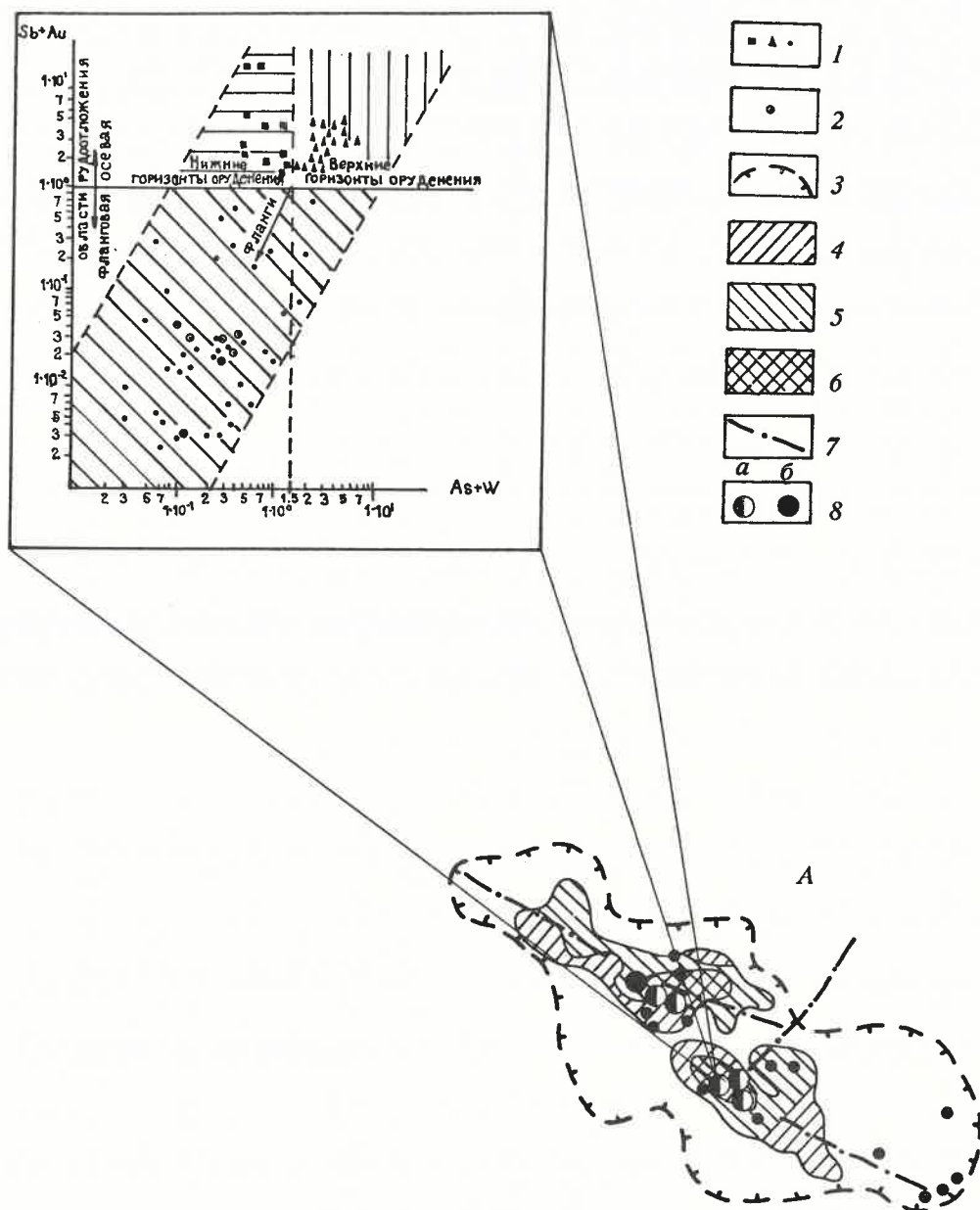


Рис. 3. Перспективные участки (А) и зависимость сумм относительных продуктивностей типоморфных элементов-индикаторов от сечения рудной колонны (Б) в эталонном рудном поле:

1 — фактические данные по горизонтам (скважинам); 2 — зоны рассеянной минерализации; 3 — границы рудного поля; 4 — слабоперспективные участки; 5 — перспективные участки; 6 — высокоперспективные участки; 7 — главные разломы; 8 — рудопроявления: а — золото-антимонитовые, б — антимонитовые (бертьеритовые).

полей участков разной степени перспективности (рис. 3,а).

Внешние границы золото-антимонитовых рудных полей установлены по геохимическим данным статистически, с доверительной вероятностью 95%, на основе модели волнового полимодального распределения рудогенных элементов в околорудном пространстве и вторичном поле рассеяния (см.рис. 2,б).

Перспективы конкретных рудопоявлений в пределах оконтуренных полей оценивались по эндогенным геохимическим ореолам и минералогическим данным. На начальных стадиях такой оценки применялась установленная нами зависимость между суммами показателей относительного накопления (нормированных линейных продуктивностей) золота и сурьмы, с одной стороны, и мышьяка и вольфрама — с дру-

гой (см.рис. 3, б). Суммарный показатель относительного накопления золота и сурьмы от 1 и выше ограничивает близосевые области рудоотложения, отсекая как фланговые области, так и зоны рассеянной минерализации. Суммарный показатель мышьяка и вольфрама от 1,5 и выше для близосевых сечений характерен для верхней половины рудной колонны, а ниже — для нижней и корневой частей. К флангам оруденения уменьшаются оба суммарных показателя.

По осевым сечениям аномалий, признанных перспективными после первичной разбраковки, определялся эрозионный срез и вертикальный диапазон оруденения с помощью эталонных графиков $v_n = f(H_m)$ [5].

Дополнительным критерием ранжирования известных рудопоявлений по уровню эрозионного вскрытия служит минеральный состав жильного выполнения в сателлитах лидирующих рудных тел, согласующийся с геохимической зональностью эндогенных ореолов. Верхние горизонты рудной колонны характеризуются распространением преимущественно золото-антимонитовой минерализации, которая на флангах эскортируется существенно антимонитовыми или антимонит-бертьеритовыми слабозолотосодержащими образованиями в оперяющих трещинных структурах (см.рис. 2). На средних горизонтах и ниже главные рудные тела сопровождаются существенно золото-кварцевыми проявлениями с антимонитом, арсенопиритом и шеелитом. Незакономерное размещение сурьмяных и золотых проявлений, совмещенных в пределах одного участка, свойственно рудным полям с рассеянным типом минерализации.

В каждом рудном поле определены эрозионный срез и масштабность лидирующих рудных тел и рудопоявлений, реконструирована нижняя граница распространения золото-сурьмяного оруденения. Установлено

закономерное погружение нижней границы оруденения к флангам металлогенической зоны. Здесь фиксируются области максимальных перспектив глубоких горизонтов.

К центру зоны нижняя граница оруденения поднимается, уменьшается вертикальный размах оруденения, значительно сокращаются перспективы рудных полей, преобладает рассеянный тип минерализации.

Комплексный подход к интерпретации геологической и геохимической информации позволил обобщить весь фактический материал, отражающий объективно существующие закономерности размещения золото-сурьмяного оруденения независимо от геолого-генетических концепций и составить первую среднемасштабную прогнозную карту на всю металлогеническую зону, дать оценку прогнозным ресурсам отдельных рудопоявлений, всех рудных полей и зоны в целом, наметить первоочередные объекты геологоразведочных работ.

Сосредоточение усилий на ограниченном числе перспективных площадей должно обеспечить эффективность поисково-разведочного процесса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анасенко А.В., Бочок Б.Г. Сарынахское золото-сурьмяное месторождение в Якутской АССР // Геология и разведка недр. 1970. № 4. С.56—59.
2. Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. — Л.: Недра, 1978.
3. Индолев Л.Н. Золото-антимонитовая рудная формация // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. — М., 1975. С.154—179.
4. Кокшарский М.Г., Лаврухин В.А., Макаров В.Н. Ореолы рассеяния и методика геохимических поисков сурьмяных месторождений Якутии // Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. — Новосибирск, 1979. С.166—169.
5. Кокшарский М.Г. Первичные геохимические ореолы сурьмяных месторождений Южной Якутии // Геохимические поиски по первичным ореолам. — Новосибирск, 1983. С.67—73.

Опыт составления Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 новой серии

Л.А.МУСАЛИТИН

1 июля 1993 г. научно-редакционный совет (НРС) ВСЕГЕИ рассмотрел и принял к изданию первую в Российской Федерации Госгеолкарту-200 новой серии (листы Q-53-

XVII, XVIII, автор Л.А.Мусалитин, редактор И.В.Кунаев). Главной особенностью этого события было то, что карта составлялась при отсутствии утвержденной «Инст-

рукции по составлению и подготовке к изданию Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 новая серия» (в дальнейшем «Инструкции...»). Это обстоятельство, с одной стороны, облегчило работу автора, предоставив больше свободы в выборе наилучших вариантов, но с другой — осложнило экспертизу НРС, т.к. отсутствовали официально утвержденные критерии оценки полноты и качества карт. Несмотря на это эксперты и члены НРС (доктора геолого-минералогических наук В.В.Соловьев, В.В.Старченко, Р.Б.Умитбаев) внесли ряд ценных предложений по содержанию и оформлению карт и объяснительной записки, которые с благодарностью были приняты автором и редактором.

Государственная геологическая карта новой серии в рамках листов Q-53-XVII, XVIII охватывает одну из наиболее интересных в геологическом отношении площадей Верхояно-Чукотской складчатой области на северо-востоке Якутии. Осадочные породы верхоянского терригенного комплекса (триас — юра общей мощностью до 11,5 км) образуют мезозойский структурный ярус. Триасовые породы слагают Адычанское брахиформное поднятие, юрские — Иньяли-Дебинский синклинорий; разделяет эти структуры Адыча-Тарынская взбросо-надвиговая зона смятия с элементами шарьяжных подвижек и тектонического меланжа по норийским олистостромам. Осадочные отложения прорваны и метаморфизованы штоками и сериями даек позднеюрского (диабазы, диоритовые порфириды), раннемелового (диорит-гранодиорит-гранитный и гранит-лейкогранитный комплексы) и позднемелового (риолиты, лампрофиры, долериты) возраста. Кайнозойские рыхлые отложения, слагающие речные долины и внутриворонные впадины, представлены неогеновыми и четвертичными полигенетическими осадками суммарной мощностью до 250 м.

В основании мезозойского структурного яруса, по геофизическим и геологическим данным, залегает доверхоянский фундамент, сложенный терригенно-карбонатными отложениями венда — среднего палеозоя и дорифейским кристаллическим комплексом. Для фундамента характерно блоковое строение; глубина залегания кровли отдельных блоков колеблется от 4 км на севере территории до 16 км на юге. С наиболее приподнятыми блоками в мезозойском ярусе совпадают Адыча-Тарынская зона смятия, участки развития дисгармоничной и изоклинальной складчатости, с наиболее опущенными — зоны брахиформных складок.

На территории листов выделены три металлогенические зоны — Адычанская золотоносная, Бургавли-Чалбинская оловянно-вольфрамовая и Адыча-Тарынская золото-сурьмяная, в пределах которых разведаны и обрабатываются золото-сурьмяное месторождение Сентачан, россыпи золота и касситерита, а также выделены и в разной степени изучены 13 перспективных месторождений и более 150 проявлений золота, олова, вольфрама, сурьмы и ртути.

При выборе первых листов новой серии учитывалась также их высокая геологическая изученность: 90 % территории покрыто геологической съемкой м-ба 1:50 000, площадным литохимическим опробованием по первичным, вторичным и потокам рассеяния; с высокой детальностью описованы речные долины; в районе в разные годы проводились специализированные исследования по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений, по магматизму, тектонике и металлогении. На всей площади проведены гравиметрическая и аэромагнитная съемки, а в зоне прииска Адычанский агроэкологические работы. Учитывалось также, что изданная в 1968 г. Госгеолкарта-200 устарела и не соответствует современным представлениям о геологическом строении и наличии полезных ископаемых в районе.

Составление и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 новой серии проводилась камерально, т.к. априори было принято, что высокая изученность территории позволяет это сделать без полевых работ.

В комплект Госгеолкарты-200 новой серии в качестве обязательных входят следующие карты: геологическая, четвертичных отложений, полезных ископаемых и закономерностей их размещения, схематическая эколого-геологическая. Предусмотрено также составление карт и схем различного содержания, перечень которых определяется автором.

Составление первых двух карт осуществлялось в соответствии с действующими «Инструкцией по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000» (1969 г.) и другими методическими указаниями и не вызвало особых трудностей методического характера. Основное внимание уделялось двойному дешифрированию аэрофотоснимков м-ба 1:25 000 до начала картосоставительских работ и после анализа фактического материала на тех участках, на которых были установлены расхождения в интерпретации данных геологических съемок и дешифрирования. При этом в рисовке геологических границ, в прослеживании

разрывных нарушений предпочтение отдавалось дешифровочным признакам.

На геологической карте, кроме традиционных стратиграфической колонки и схемы расположения листов, помещена схема тектонического районирования в цветном исполнении. Цветом выделены основные структурные блоки, кайнозойские впадины, разломы в фундаменте, надынтрузивные зоны нескрытых интрузий; черными знаками показаны тектонические элементы мезозойского яруса — оси складок, разрывные нарушения, интрузии и дайки, выходящие на земную поверхность.

При составлении карты четвертичных отложений большие трудности возникли с расчленением и обоснованием возраста рыхлых образований, несмотря на большое число горных и буровых выработок, пройденных в речных долинах. Обусловлены они главным образом низким качеством документации скважин ударно-канатного бурения, традиционной «экономией» в отборе проб на спорово-пыльцевой и карпологический анализы и редкими находками ископаемых костей. В этих условиях основное внимание уделялось анализу вещественного состава отложений по опорным разрезам в горных выработках и естественных обнажениях с учетом их геоморфологической привязки. Опорные разрезы показаны на карте в виде колонки с указанием возрастного и генетического индексов и глубины залегания پوشвы толщ.

В результате достаточно уверенно идентифицированы разновозрастные полифациальные осадки среднего и верхнего миоцена с приуроченными к ним россыпями золота во внутригорных впадинах и в погребенных речных долинах и впервые выделены эоплейстоценовые, также золотоносные, осадки, залегающие на цоколе 75-метровой террасы р.Адыча. При картировании эоплейстоценовых отложений использован такой характерный текстурный признак, как вертикальная ориентировка по длинной оси гальки и щебня в суглинистом заполнителе, обусловленная влиянием сезонного морозного вспучивания грунта. Эоплейстоценовая толща с вертикально стоящей галькой прослежена с перерывами в долине р.Адыча на 70 км; при этом подмечено, что на участках, где мощность перекрывающих толщ превышает 6—8 м, вертикальная ориентировка гальки сменяется через хаотичную на горизонтальную.

На карте четвертичных отложениях показаны все месторождения и проявления полезных ископаемых, связанные с рыхлыми осадками (россыпи, строительные материа-

лы). Для удобства пользования приложениями и текстом объяснительной записки нумерация их взята с карты полезных ископаемых.

Условные обозначения на карте представлены в виде таблицы, где приведены стратиграфическая шкала с элементами геоморфологической привязки (например, поймы, 1-я терраса и т.д.) и генетические типы отложений. Данная форма условных обозначений простая, но с существенным недостатком: отсутствует описание вещественного состава отложений. Поэтому целесообразнее применять обычные для геологических карт условные обозначения в виде стратиграфической шкалы с описанием состава, генезиса и геоморфологической привязки толщ. Этот вариант рекомендован экспертом НРС В.В.Соловьевым.

При составлении карты полезных ископаемых и закономерностей их размещения (КЗР) новой серии в проекте «Инструкции...» предоставлена возможность выбора геологической основы — либо взять за основу контурную геологическую карту, либо разработать специализированную основу, которая более наглядно отражала бы закономерности размещения полезных ископаемых. На листах Q-53-XVII, XVIII за основу взят вещественный состав осадочных, интрузивных и контактно-метаморфических пород, показаны зоны разрывных нарушений. Они рассматриваются как металлотекты, благоприятные для размещения и локализации оруденения различных рудных формаций. В составе верхоянского терригенного комплекса выделены: средне-верхнетриасовая аргиллит-алевролитовая пиритизированная углистая толща, благоприятная для локализации оруденения золото-кварцевой малосульфидной формации; верхнетриасовая (средний — верхний норий) алевролит-песчаниковая с олистостромами толща, подвергшаяся интенсивному региональному метаморфизму серицит-хлорит-карбонатной субфации зеленосланцевой фации, благоприятная для размещения оруденения золото-кварцевой малосульфидной и золото-антимонит-кварцевой формаций; существенно песчаниковая толща (средняя — верхняя юра), благоприятная для размещения оловянных и оловянно-вольфрамовых штокверков. На карте также показаны надынтрузивные зоны не выходящих на земную поверхность интрузий, выделенные по геофизическим материалам, с которыми пространственно связана большая часть известных месторождений, проявлений и геохимических аномалий.

Не установлена и на карте не отражена

генетическая связь рудных формаций с определенными интрузивными комплексами, за исключением касситерито-кварцевой, проявления которой тесно связаны с выходами интрузий гранит-лейкогранитного комплекса плюмазитового типа и ореолами их контактового воздействия на вмещающие осадочные породы.

Выделенные на территории листа рудные формации характеризуются сходными по составу геохимическими ассоциациями рудных элементов, преемственностью и закономерной сменой минеральных парагенезисов от наиболее «древней» касситерито-кварцевой формации до наиболее «молодой» киноварной аргиллитовой и от одной рудной зоны к другой. Таким образом, выделяется латерально-временной ряд рудных формаций (таблица), который может быть использован для целей прогнозирования.

Классификация рудных объектов и вынесение их на КЗР не вызывает особых трудностей за исключением проявлений, большинство которых слабо изучено, выделено по данным штучного опробования свалов и в редких случаях вскрыто единичными канавами.

Недоизученность коренных проявлений была слабым местом Госгеолкарты-200 старой серии, что отразилось на низкой эффективности в выборе площадей для рудных поисков, и нельзя допустить, чтобы это унаследовали карты новой серии.

Для КЗР в проекте новой «Инструкции...» рекомендуется составление металлогенограммы, аналогичной для КЗР м-ба 1:50 000. Вместо нее автором составлен схематический геолого-геофизический разрез через центральную часть листов, на котором показаны геологические структуры мезозойского чехла (взяты с карты) и доверхоаянского фундамента (по геофизическим данным), геохимические ореолы, нескрытые интрузии, границы металлогенических зон. Над разрезом помещены графики интенсивности магнитных T и гравиметрических полей. Несмотря на гипотетичность такого разреза, наличие его повышает информативность карты.

В зарамочной части КЗР помещена схема металлогенического районирования и прогноза, на которой показаны границы металлогенических зон и рудных узлов (цветными линиями), рудные поля и объекты прогноза (разведанные и прогнозируемые месторождения и площади) с разделением по категориям прогнозных ресурсов.

Наиболее трудоемким оказалось составление эколого-геологической карты (ЭГК). Это естественно, т.к. геологу впервые при-

ходится заниматься проблемами экологии окружающей среды, зависимости ее от особенностей геологического строения. Рассматривались два варианта основы для ЭГК: ландшафтно-геоморфологической и упрощенной геологической (основы КЗР). После консультаций с докторами геолого-минералогических наук Л.А.Островским (ВСЕГИНГЕО) и А.И.Бурдэ (ВСЕГЕИ) автором принят первый вариант основы, рекомендованный и в проекте новой «Инструкции...». В соответствии с этим вариантом на карте выделены четыре типа природных ландшафтов, отличающихся морфологическими и генетическими особенностями рельефа, составом почвенно-растительного покрова, условиями миграции и накопления химических элементов в продуктах физического и химического выветривания (в почвах, донных осадках, природных водах), и техногенный ландшафт.

Для определения зависимости экосистемы от особенностей геологического строения основное внимание было уделено геохимической характеристике природных ландшафтов и геологических объектов. В результате статистической обработки анализов лито- и гидрохимических проб рассчитаны фоновые содержания химических элементов в почвах, донных осадках и природных водах для каждого типа ландшафта и в целом для района, определены элементы, содержание которых превышает фоновое, и выделены объекты и площади аномальных концентраций элементов-токсикантов первого (ртуть), второго (бор, висмут, кобальт, литий, молибден, мышьяк, свинец, сурьма) и третьего (медь, никель, фосфор, хром, цинк) классов опасности (Требования к геолого-экологическим исследованиям и картографированию, масштаб 1:200 000, 1:100 000. — М., 1990). К числу таких объектов отнесены литохимические аномалии по первичным и вторичным ореолам рассеяния, лито- и гидрохимические потоки, точечные аномалии, связанные с рудными узлами и полями, рудными телами и, в меньшей концентрации, с отдельными осадочными толщами, интрузиями и ореолами контактового метаморфизма. Анализ распределения аномальных концентраций элементов-токсикантов показывает, что большая часть их приурочена к центральной части описываемой территории и пространственно совпадает с Адыча-Тарынской золото-сурьмяной зоной. В пределах последней почвы обогащены ртутью, мышьяком, сурьмой, кобальтом, что обусловлено площадной сульфидизацией осадочных пород, наличием месторождений и проявлений этих элементов. Сред-

Металлогеническая зона	Рудная формация	Минеральный парагенезис (стадия)					
Бургавли-Чалбинская оловоносная	Касситеритово-кварцевая (K ₁)	Турмалин-мусковит-полевошпат-кварцевый	Касситерит-вольфрамит-арсенопирит-кварцевый	Шеелит-сфалерит-халькопирит-кварцевый	Галенит-сфалерит-карбонатный		
Адычанская золотоносная	Золото-редкометалло-но-кварцевая (K ₁)	Турмалин-мусковит-кварцевый	Вольфрамит (касситерит)-арсенопирит-кварцевый	Пирит-арсенопирит-шеелит-кварцевый с золотом	То же		
	Золото-кварцевая мало-сульфидная (K ₁ -K ₂)		Турмалин-вольфрамит (касситерит)-кварцевый	Пирит-арсенопирит-кварцевый с золотом	Галенит-сфалерит-сульфосо-льно-кварцевый	Карбонат-кварцевый	
Адыча-Тарынская золото-сурьмяная	Золото-антимонитово-кварцевая (K ₂)		Кварцевый	То же	Сульфоантимонит-сфалеритовый с золотом и шеелитом	Золото-антимонит-кварцевый	Диксит-анкеритовый с киноварью
	Киноварно-аргиллитовая (K ₂)						Кварц-дикситовый с киноварью

ние содержания их превышают фоновые в 1,1—2,2 раза. Максимальные концентрации элементов-токсикантов распределены в пределах Сентачанского рудного поля следующим образом: здесь в почвах содержание сурьмы превышает фоновые в 100—200 раз, мышьяка в 10—583 раза. В донных осадках на лево- и правобережье р. Няндельга концентрация ртути превышает фоновые в 6—769 раз, сурьмы в 131—203 раза, мышьяка в 30—40 свинца в 2—47 и цинка в 4—9 раз. Поверхностные воды р. Адыча и ее притоков во влиянии этой зоны заражены ртутью (6—25° ПДК, в мелких притоках до 2000 ПДК), сурьмой (45—2200 ПДК), мышьяком (до 40 ПДК). Установлено также, что гидрохимические потоки сурьмы и мышьяка прослеживаются на 0,5—2 км, ртутные на десятки километров от источников заражения.

Остальная часть территории (рисунок) определена как экологически равновесная и характеризуется фоновыми, ниже или незначительно (до 8 ПДК) выше фоновых содержаниями загрязнителей, а также отсутствием или слабым проявлением других экологически опасных экзо- и эндогеодинамических условий. Исключение составляют опасные для передвижения и сплава участки современных речных долин в стадии глубинной эрозии, ограниченные обрывистыми уступами речных террас, обвально-осыпными склонами.

Недостаточно изученной остается сейсмическая опасность территории. Зафиксированные в последнее десятилетие землетря-

сения с эпицентрами в пределах района свидетельствуют о высокой сейсмической опасности, что необходимо учитывать при его хозяйственном освоении.

Геохимические аномалии и ореолы показаны на ЭГК цветными контурами с полосчатой закраской площадей. Для этого разработана цветовая шкала степени загрязнения (отношение аномального содержания элемента к его региональному фону или ПДК) со следующими значениями: до 1 ПДК (не выше фона, желтый цвет), 1—8, 8—32, 32—128, 128—512 (оттенки оранжевого и красного цвета), более 512 (фиолетовый цвет). В проекте «Основных требований... новой серии» предложена более простая шкала: до 8 ПДК (зеленый цвет), 8—16 ПДК (желтый), более 16 ПДК (красный).

Техногенная нагрузка на природные ландшафты района связана главным образом с отработкой россыпей и месторождения Сентачан и в меньшей мере с геологоразведочными работами. На карте показаны карьеры и контуры отработки россыпей, гале-эфельные отвалы, участки и профили проведения геологоразведочных работ. Особенно интенсивному разрушению подвергается 75-метровая терраса р. Адыча в связи с отработкой террасовой россыпи. Здесь на площади около 2000 га полностью уничтожен природный ландшафт, часть площади перекрыта отвалами промывочных приборов, заиленными водоемами. Выборочное опробование показало, что в отвалах и поверхностной воде

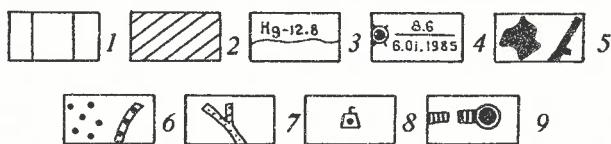
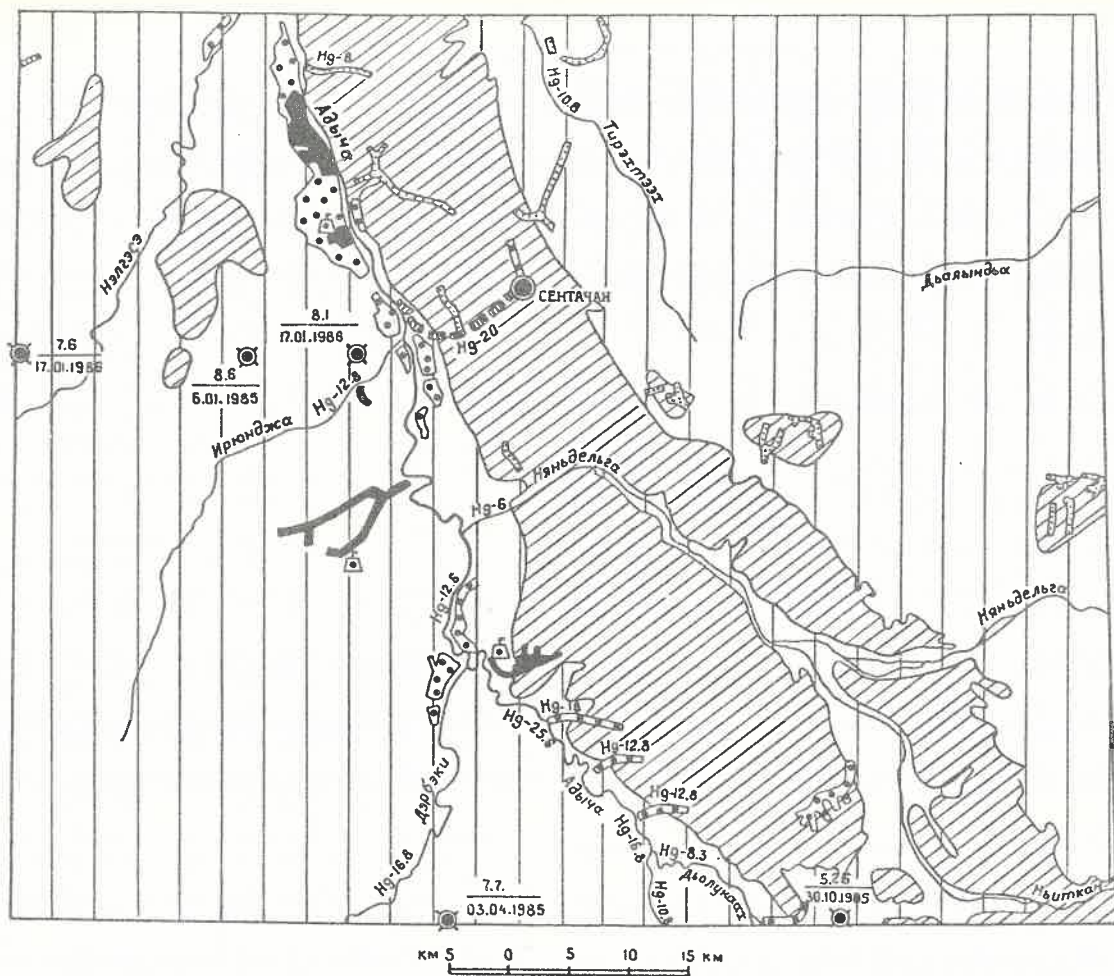


Схема экологического районирования и прогноза бассейна среднего течения р.Адыча (лист Q-53-XVII, XVIII):

1 — экологически равновесная территория; 2 — экологически напряженная территория с аномальными концентрациями элементов-токсикантов (Hg, As, Sb) в почвах, донных осадках и поверхностных водах; 3 — водотоки с концентрациями ртути в ПДК; 4 — эпицентры землетрясений (в числителе — магнитуда в баллах, в знаменателе — дата); техногенные объекты: 5 — площади отработки россыпей с полностью уничтоженным природным ландшафтом, 6 — то же, с частично нарушенным почвенно-растительным покровом, 7 — то же, с самовосстанавливающимся природным ландшафтом, 8 — локальные источники загрязнения почвы и воздуха (котельные, свалки), 9 — зона прогнозируемого загрязнения поверхностных вод As, Hg и Sb при отработке месторождения Сентачан

содержание загрязнителей не превышает их концентраций в пределах природных ландшафтов и не связано с отработкой россыпей. Однако несоблюдение технологии складирования вскрытых песков и отвалов ведет к их размыву и способствует загрязнению поверхностных вод взвешенным веществом (600—3280 мг/дм³). Вследствие этого резко сократились рыбные ресурсы и ухудшилось качество воды в р.Адыча и ее боковых притоках.

Все элементы техногенного ландшафта

показаны на ЭГК черным цветом в виде масштабных и внес масштабных знаков. В зарамочном пространстве, кроме условных обозначений, помещены схема экологического районирования и прогноза (см. рисунок), спектрограммы интенсивности загрязнения атмосферного воздуха, донных осадков и воды и таблица с перечнем элементов-токсикантов и загрязняющих веществ и принятыми значениями ПДК и регионального фона.

Имея некоторый опыт составления ЭГК, автор не утвердился во мнении, что представленный вариант карты является оптимальным. Для слабоосвоенных горнорудных районов может быть целесообразнее составлять ЭГК на геологической основе КЗР или представлять ее в виде прозрачной накладки на последнюю, поскольку в таких районах связь экосистемы с особенностями геологического строения прямая. Проектом «Инструкции...» инициатива автора не ограничивается.

Объем объяснительной записки к картам новой серии увеличивается на 2—3 печатных листа за счет новых глав: «История геологического развития», «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района», «Эколого-геологическая обстановка» и «Заключение» (для районов городских агломераций предусматривается глава «Гидрогеология и инженерная геология»).

Глава «История геологического развития» по содержанию не отличается от соответствующего раздела в главе «Тектоника» старой серии. Важной представляется глава «Закономерности размещения...», в которой в сжатой форме требуется охарактеризовать главные минерагенические факторы, контролирующие или благоприятные для размещения различных рудных комплексов и россыпей, а также поисковые признаки и критерии прогноза. При составлении этой главы особенно отчетливо проявляется недостаточность фактического материала, получаемого при геологосъемочных работах м-бов 1:200 000 и 1:50 000, для обоснования генетической связи рудных комплексов с интрузивными, для прогнозной оценки перспективных проявлений, большая часть которых обычно слабо опоискована из-за небольших объемов горных и буровых работ и т.д.

Когда составлена эколого-геологическая карта, написание соответствующей главы не представляет особой трудности, за исключением характеристики химического состава природных вод (включая и наледи), т.к. в прежние годы отбиралось недостаточное количество гидрохимических вод, без учета ландшафтного районирования. В большинстве отобранных проб не определялось раздельно содержание химических элементов, особенно ртути. Поэтому, прежде чем приступать к составлению ЭГК, необходимо оценить представительность гидрохимиче-

ского опробования и провести дополнительное опробование.

Предложен ряд мер по охране окружающей среды: на стадии проектирования отработки месторождения провести детальные экологические исследования и дать оценку состояния экосистемы проектируемой промбазы и зоны отдыха; обеспечить перевозку и хранение промпродуктов и промходов, исключая попадание их в природные воды и зону отдыха (в случае невозможности обеспечить эти условия отработка месторождения должна быть прекращена) не допускать отставание в рекультивации нарушенных земель, для чего ограничить отвод земельных участков объемом трехлетнего цикла работ.

В главе «Заключение» конспективно изложены новые геологические данные, выводы и открытия, нерешенные проблемы и вопросы.

Участие в составлении и подготовке к изданию Госгеолкарты-200 новой серии, общение с экспертами ВСЕГЕИ являются для геолога хорошей школой профессионального роста и желательно, чтобы эту школу прошло как много больше геологов-съемщиков.

Издание Госгеолкарты-200 новой серии — необходимый и актуальный этап в геологическом изучении Северо-Восточной Якутии. Оно позволит обобщить с современных теоретических позиций огромный фактический материал по геологии и полезным ископаемым за последние 20–25 лет, не отраженный, как правило, на изданных картах старой серии. Последние сыграли важную роль — они были хорошей геологической основой для целенаправленных поисков россыпных месторождений и способствовали открытию Куларского и Адычанского золотоносных районов, Полоусненского оловоносного района. Госгеолкарта-200, несомненно, станет надежной основой для переоценки коренной металлоносности этих районов и будет способствовать открытию крупных коренных месторождений, в первую очередь, золота и серебра.

Для этого надо повысить опоискованность известных руднороссыпных районов, отдельных узлов и перспективных проявлений за счет дополнений геологической съемки и геологического доизучения площадей м-ба 1:200 000 объемами поисковых работ, соответствующих стадии общих поисков, а в отдельных случаях — поисковой стадии.

Рудоносные комплексы пород субстрата и кор выветривания Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов

А.Н.ОРЛОВ

Из всего многообразия редкометалльных месторождений и рудопроявлений крупными масштабами, высоким качеством и комплексным характером руд выделяются редкометалльные карбонатиты и связанные с ними экзогенные месторождения в корях выветривания.

В настоящее время эта формация занимает ведущее положение в мире по добыче ниобия и редких земель и выдвигается на первое место по общим запасам апатита, вермикулита и ряду других полезных ископаемых. Практически вся ниобиевая промышленность мира, начиная со второй половины 80-х годов XX в., базируется на одном типе ниобиевого минерального сырья — пироксеновых карбонатитах и их корях выветривания. К этому же типу месторождений относятся рудоносные комплексы рассматриваемого Томторского массива.

Дискуссию среди исследователей Томторского массива вызывают вопросы генетической и формационной принадлежности пироксено-монацит-алюмофосфатных (флоренсит, гоэит, горсейксит, крадаллит) руд. Е.М.Эпштейн и А.Д.Коноплев переотложенную кору выветривания рассматривают как верхний горизонт остаточной эпигенетически измененной коры выветривания [4].

Томторский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (УЩК) расположен на водоразделе рек Чимара—Уджа (Северо-Западная Якутия) и приурочен к сводовой части Уджинского поднятия, осложненного сериями тектонических нарушений субмеридионального и субширотного направлений. В плане массив выделяется в виде округлой положительной аномалии как в поле силы тяжести, так и магнитном поле. Площадь массива УЩК около 300 км², и более 80 % его погребено под чехлом мезозойско-кайнозойских осадков мощностью от первых метров до 60 м, так что представления о его геологическом строении и рудоносности базируются исключительно на данных изучения керн скважин и интерпретации геофизических материалов.

Особенностью геологического строения УЩК является его полиформационность и полихронность развития от 800 до 220 млн лет. Возрастные диапазоны становления магматических серий Томторского массива УЩК опубликованы в работах [1, 5].

В пределах массива установлено три серии пород, включающие карбонатиты: 1) ультраосновные фойдиты — фельдшпатидные и щелочные сиениты — камафориты — карбонатиты; 2) щелочные пикриты, альнеиты — карбонатиты и связанные с ними высокотемпературные карбонат-слюдистые метасоматиты; 3) ультраосновные фойдиты — редкометалльно-редкоземельные карбонатиты и связанные с ними низкотемпературные карбонат-серицит-хлоритовые метасоматиты [2].

Ранняя серия проявилась в условиях интрузивной, а средняя и поздняя — эффузивной и гидротермально-метасоматической фаций. Поздняя серия на массиве проявлена настолько широко, что ассимиляции и метасоматозу подверглись магматиты ранних серий и их не всегда удастся выделить в «чистом виде».

В предпермское время по перечисленным комплексам пород, в основном поздним карбонатитам, представленным марганецсодержащими и железистыми разностями, а также их низкотемпературными метасоматитами, были сформированы мощные (до 200 м и более) коры выветривания латеритного профиля (окислительная стадия), которые в триасе испытали повторное гипергенное воздействие: эпигенетические изменения (восстановительная стадия), под которыми понимается преобразование продуктов гипергенеза (окислительной стадии) в восстановительной обстановке, под воздействием разлагающейся органики в бескислородных условиях, что объясняет появление высоких концентраций фосфора, редких земель, ниобия, ванадия, титана в верхнем пироксено-монацит-алюмофосфатном горизонте. Результатом совмещения двух стадий гипергенеза явилось формирование сложного профиля коры выветривания, где выделяются два неравнозначных (по концентрациям полезных компонентов) рудоносных комплекса — породы субстрата (эндогенный) и связанный с ним гипергенный (коры выветривания), несущие комплексное фосфорно-редкометалльно-редкоземельное оруденение.

Эндогенный рудный комплекс Томторского массива представлен камафоритами и карбонатитами всех трех серий.

Камафориты интересны только как мелкий железорудный объект с прогнозными запасами до 500 млн т. Сопутствующие

компоненты промышленных концентраций не образуют — P_2O_5 до 1,5 %; Nb_2O_5 до 0,06 %; TR_2O_3 до 0,12 %.

Карбонатиты ранних серий несут только фоновые (для массива) содержания по всем полезным компонентам — фосфору, ниобию и редким землям. Так, для карбонатитов, связанных с пикритами и альеитами, характерны следующие средние содержания: P_2O_5 — 1,8 %; Nb_2O_5 до 0,062 %; TR_2O_3 — 0,3 %.

Среди карбонатитов наибольший интерес представляют поздние карбонатиты, являющиеся субстратом для кор выветривания с промышленным фосфорно-редкометалльно-редкоземельным оруденением.

Поздние карбонатиты слагают основной объем карбонатитового ядра массива площадью почти 9 км². В подошве коры выветривания преимущественно распространены кальцитовые и кальцит-доломитовые разновидности. На отдельных интервалах (мощность до 1—2 м), в них отмечается анкеритизация, появляются ферродоломитовые разновидности.

Кальцитовые карбонатиты имеют крупнозернистые структуры и массивные, пятнистые и реже полосчатые текстуры. Основной объем породы (90—95 %) составляет кальцит, отмечаются также в малых количествах доломит и анкерит. В качестве второстепенных и акцессорных минералов присутствуют хлорит, апатит, гематитизированный магнетит, первичный пироклор и кристаллический монацит.

Содержания полезных компонентов в них: P_2O_5 от 0,7 до 11,4 %; Nb_2O_5 от 0,1 до 0,78 % и TR_2O_3 до 0,45 %.

Кальцит-доломитовые карбонатиты мелкозернистой структуры и в основном массивной и пятнистой текстур. Породы представлены преимущественно: доломитом, ферродоломитом до 70 %, кальцитом 10—30 %. Присутствуют в породе и акцессорные минералы: апатит, франколит, анкерит, хлорит, серицит, гематит, кристаллический монацит, первичный пироклор и синхизит. Для них характерны те же содержания полезных компонентов, что и для кальцитовых карбонатитов.

В верхних горизонтах коры выветривания в слабоизмененных блоках пород сохранились карбонатитовые брекчии и жилы анкеритовых и ферродоломитовых карбонатитов. Породы серого цвета, иногда с голубоватым оттенком, тонкозернистые, массивной и брекчиевой текстуры. Породообразующими являются анкерит (ферродоломит) — до 90 % объема; довольно часто в значительных количествах (до 10 %) отмечается

флюорит. Аксессуары представлены хлоритом, гематитом, сульфидами, пироклором, синхизитом, паризитом, апатитом и франколитом. Содержатся полезные компоненты: Nb_2O_5 от 0,19 до 0,33 %, P_2O_5 от 1,4 до 6 %, TR_2O_3 — до 2 %.

Микрозондовым анализом в карбонатитах установлены синхизит, паризит, бербанкит, барит, стронцианит, церианит, монацит, стронций-апатит, анкилит, ильменорутит, дизаналит, перовскит.

Примечательно, что во вмещающих слабовыветрелых породах феоидитового семейства на контакте с жилами поздних карбонатитов образуются типично метасоматические текстуры — полосчатые, флюидальные и линзовидно-полосчатые. Подобные текстуры отмечаются и в корах выветривания пироклор-монацит-алюмофосфатного состава.

Гипергенный рудный комплекс представлен корой выветривания поздних карбонатитов и их низкотемпературных серицит-хлорит-карбонатных метасоматитов.

В полном профиле коры выветривания выделяются следующие горизонты и зоны (сверху вниз): пироклор-монацит-алюмофосфатный с двумя зонами, пироклор-алюмофосфатной и пироклор-монацитовой; железистый горизонт с двумя зонами — сидеритовой и гётитовой (лимонитовой); фосфатный горизонт, также с двумя зонами — сидерит-франколитовой и гётит-франколитовой; кремнисто-гётит-фосфатный горизонт и породы субстрата — поздние карбонатиты.

В сводном профиле коры выветривания не отражены хлорит-гидрослюдистые образования, хотя по ряду скважин они выделяются. Это объясняется непостоянным присутствием и положением их в вертикальном разрезе.

Минералого-петрографические и текстурно-структурные особенности, порядок концентраций полезных компонентов, а также условия формирования позволяют выделить в рудоносных корах выветривания две рудоносные толщи — нижнюю и верхнюю.

Н и ж н я я р у д н а я т о л щ а выделена в объеме железистого и фосфатного горизонтов, которые представляют собой чередование сидеритовых, лимонитовых, сидерит-франколитовых и лимонит-франколитовых пород (зон) коры выветривания.

Железистый горизонт коры выветривания представлен двумя зонами — сидеритовой и гётитовой. Сидеритовая зона занимает верхнее положение в профиле коры выветривания в случае, когда отсутствуют пироклор-

монацит-алюмофосфатные породы, и непосредственно под ним, когда они есть. Ниже обычно располагаются рыхлые, в незначительной степени сидеритизированные породы гётитовой и франколитовой зон.

Сидеритовая зона сложена плотными породами мелко-, крупнокристаллической структуры. Текстуры пород от пятнистых до массивных, реже отмечаются сферолитовые.

Минеральный состав зоны довольно разнообразный: сидерит 50—80 %, алюмофосфаты (группа крадаллита) 20—30 %, гётит до 10 % и хлорит или коалинит до 10 %. Иногда в породе отмечается до 15 % родохрозита. Акцессории представлены вторичным пирохлором, гидромонацитом, анатазом и рутилом.

Полезных компонентов содержится: Nb_2O_5 от 0,3 до 0,8 %; TR_2O_3 от 0,8 до 1,3 %; P_2O_5 до 12 %; Sc_2O_3 — 0,009—0,01 %; Y_2O_3 до 0,09 %.

Породы гётитовой зоны состоят из гётита и гидрогётита — 70—80 %, франколита — 5—15 %, сидерита — до 10 %. На отдельных интервалах отмечается заметное присутствие хлорита, родохрозита и гидроксидов марганца (пиролюзит, псиломелан, гроутит). Акцессорные минералы — вторичный пирохлор, монацит, барит.

В целом гётитовая зона весьма разнообразна по минеральному составу, на отдельных интервалах по разрезу отмечается присутствие значимых (до 10—15 %) хлорита, франколита, сидерита, гематита или родохрозита, а в некоторых скважинах прожилков дымчатого кварца. Породы зоны от монолитных до пористых, сыпучих с массивной, брекчиевой или неясно полосчатой текстурой. Содержание ценных компонентов: Nb_2O_5 от 0,1 до 3,0 %; TR_2O_3 от 1,3 до 5,4 %; Sc_2O_3 до 0,006 %; P_2O_5 от 0,2 до 8 %.

Фосфатный горизонт представлен сидерит-франколитовой и лимонит-франколитовой зонами.

Сидерит-франколитовая зона состоит из франколита более 60 %, сидерита и родохрозита 10—20 %, часто в значительных количествах присутствуют хлорит, кварц. Текстуры пород неяснополосчатые брекчиевые, структура мелко-, среднезернистая. Франколит распределен в породе равномерно, отмечается взаимопорастания с сидеритом. Под микроскопом отмечается вторичный франколит в виде колломорфных прожилков и натечных почкообразных агрегатов.

Пирохлор в породах зоны — в виде рассеянной вкрапленности до гнездообразных скоплений. Фиксируется также вторичный бастнезит. Содержания Nb_2O_5 от 0,2 до 2,4

%; TR_2O_3 от 0,8 до 4,5 %; Sc_2O_3 до 0,011 %; P_2O_5 от 18 до 32 % и более; Y_2O_3 до 0,09 %, ZrO_2 до 0,11 %; V_2O_5 — 0,22 %.

Лимонит-франколитовая зона состоит из франколита более 60 % и гётита 30—40 %, на отдельных интервалах гётит преобладает. Кроме гётита, обычно в небольших количествах (до 8 %), присутствуют карбонаты железа и марганца (родохрозит и сидерит). Отмечается обломочный и прожилковый кварц. Мощность зоны порядка 100—110 м. Вблизи контакта с коренными карбонатитами породы приобретают сливной характер и резко обогащаются кварцем.

Акцессорные минералы представлены вторичными пирохлором, монацитом и алюмофосфатами. Содержания Nb_2O_5 от 0,2 до 2,19 %; TR_2O_3 в среднем 0,8 %; Sc_2O_3 — 0,006 %, P_2O_5 от 10 до 35 %; Y_2O_3 — 0,08 %.

В верхней рудной толще пирохлор-монацит-алюмофосфатный горизонт установлен в виде осветленных пород в верхнем горизонте кор выветривания поздних карбонатитов. В основании горизонта, как правило, залегает сидеритовая зона железистого горизонта. В большинстве случаев он перекрывается пермскими угленосными и грубообломочными образованиями. Мощность горизонта колеблется в значительных пределах от десятков сантиметров до 30 м, в среднем 7 м. Породы белесые, свинцово-серые, в случае перекрытия юрскими осадками желтоватого цвета за счет присутствия гётита.

Структуры пород тонко-, мелкозернистые. Текстуры разнообразные: тонко-, волнисто-, линзовидно-полосчатые, брекчиевые и флюидальные. Породы тяжелые, хотя пористость в отдельных образцах достигает 50 %.

Минеральный состав горизонта сложный. Преобладают минералы группы крадаллита (крадаллит, гоацит, горстейксит, флоренсит), гидромонацит, вторичные Sr- и Ba-пирохлоеры, оксиды титана (анатаз, брукит, ильменит, ильменорутит, рутил), каолинит, хлорит, сульфиды.

В плане рудный горизонт имеет дугообразную (серповидную) форму, протягиваясь с северо-запада через центр на юго-запад. Обычно рудный горизонт приурочен к депрессионным формам (в случае перекрытия пермскими осадками) палеорельефа.

Верхний контакт пирохлор-монацит-алюмофосфатного горизонта отчетливый (в случае перекрытия юрскими осадками, а в ряде случаев и пермскими). Обычно постепенный контакт с пермскими каолинистыми гравелитами отмечается у существенно алюмо-

Распределение соединений Nb_2O_5 , P_2O_5 по геологическим разрезам:

Q — четвертичные отложения нерасчлененные; Jp — нижнеюрские отложения; плесбасхский ярус; алевролиты, песчаники; P₁₋₂ — нерасчлененные пермские угленосные отложения; распределение: по разрезам (%) NbO₅: 1 — свыше 10, 2 — от 3 до 10, 3 — от 1 до 3, 4 — менее 1; P₂O₅: 5 — свыше 20, 6 — от 10 до 20, 7 — от 5 до 10, 8 — менее 5

фосфатных пород горизонта, а также с красноватыми грубообломочными, оолитоподобными, брекчиевыми образованиями, условно включенных в состав пермских осадков, хотя в них и фиксируются высокие содержания Nb, TR и P.

Нижний контакт более сложный и выделяется по смене пироклор-алюмофосфатных пород существенно сидеритовыми, в которых также отмечаются монацит, алюмофосфаты, но в значительно меньших количествах.

Содержания полезных компонентов колеблются в широких пределах: Nb_2O_5 от 0,8 до 240 %; TR_2O_3 от 1,6 до 33 %; Sc_2O_3 от 0,01 до 0,017 %; P_2O_5 от 4 до 22 %; Y_2O_3 от 0,1 до 6 %.

По составу пироклор-монацит-алюмофосфатный горизонт делится на две зоны: существенно пироклор-алюмофосфатную и пироклор-монацитовую, но обычно обе разновидности перемежаются в разрезе. На рисунке показано принципиальное строение рудного пласта и поведение рудных элементов — ниобия и фосфора. Последний в основном связан в алюмофосфатах так, что его поведение в разрезе отражает и поведение редких земель.

По минеральному составу и содержаниям полезных компонентов пироклор-монацит-алюмофосфатный горизонт — рудный пласт (комплексная фосфатно-редкометалльно-редкоземельная руда).

Микроскопическое изучение пород показало, что в составе как нижней, так и верхней рудных толщ фрагментарно сохранились особенности вулканических пород — флюкционные, брекчиевые, автолитоподобные текстуры, присутствуют неизменные лито-кристаллокластические туфы и меланифелениты (скв. 5649-5), что позволяет достаточно уверенно говорить о вулканиках, развитых в пределах центральной части Томторского массива.

Как на представляется, вулканогенные породы претерпели карбонатный метасоматоз под влиянием поздних рудных карбонатов, с образованием низкотемпературных серицит-хлорит-карбонатных пород, испытавших затем гипергенез.

По минеральным ассоциациям отмечается, что в полном профиле коры выветривания проявлена зональность двух типов — латеритная (окислительная обстановка) и эпигенетическая (восстановительная обстановка).

К минералам, характеризующим зональность латеритного профиля, относятся: гётит, гидрогётит, франколит, дезинтегрированный флюорит, гидроксиды марганца (пи-

ролюзит, псиломелан); из рудных — вторичные стронций-бариевые разновидности пироклора, алюмофосфаты редких земель (гояцит, горсейксит, флоренсит).

Для эпигенетической зональности характерно осветление пород в верхах разреза от 5 до 30 м, а по ряду скважин и более. При этом происходит вынос в нижние горизонты марганца и железа, но в основном массиве осаждение их в форме тяжелых карбонатов (сидерит, родохрозит, олигонит и др.) происходит на уровне грунтовых вод. В незначительных количествах они отмечаются и на более глубоких горизонтах профиля коры выветривания.

Рудные минералы разрушаются, возрастает их дисперсность. В пироклорах происходит увеличение стронций-бариевых оболочек вокруг первичного ядра, вплоть до его полного исчезновения. Появляются свинцовые разновидности среди вторичных пироклоров.

Подобная зональность, возникающая в корях выветривания карбонатитовых месторождений подробно рассмотрена в работах А.В.Лапина [3, 4].

Таким образом, для латеритной (окислительной) стадии корообразования характерно накопление в верхних горизонтах коры выветривания алюмофосфатов, гидромонацита, железоалюмофосфатов, гётита, гидроксидов марганца, гиббсита, Pb-, Ce-, Ba-, Sr-пироклора, каолинита; в среднем горизонте — присутствие гётита, псиломелана, манганита, фосфатов железа (монетит и др.), незначительного количества монацита, флоренсита, гипергенного бастнезита, Sr-, Ba-пироклоров, франколита; в нижнем горизонте — франколита, гётита в основном Sr-, Ba-пироклоров, незначительное количество редких земель.

Факт существования в пределах массива двух типов профилей выветривания: сиаллитного на силикатных породах и латеритного на карбонатитах и их метасоматитах объясняется тем, что на поздних марганце-железосодержащих карбонатитах и их метасоматитах процессы выветривания идут с выделением большого количества тепла (экзотермическая реакция при окислении), а на силикатных породах и ранних кальцитовых карбонатитах — более низкотемпературные процессы. Вследствие этого, на поздних карбонатитах и их метасоматитах формируется латеритный профиль, а на силикатных породах и карбонатитах — сиаллитный (низкозрелые продукты выветривания).

Таким образом, разный температурный режим влияет на степень зрелости продуктов выветривания. Существование экзотер-

мического эффекта при растворении железосодержащих карбонатитов (анкеритов) отмечалось в работе А.И.Перельмана [6].

Анализ порядка концентраций ниобия от коренных карбонатитов к породам фосфатного и железистого горизонтов показывает примерно увеличение его средних содержаний в 2—3 раза, в то же время от них — к пироклор-монацит-алюмофосфатному горизонту наблюдается скачкообразное обогащение в 4 раза и более. Подобную тенденцию сохраняет большинство рудных элементов (TR, Nb, Y, V, Ti, Sc и др.).

Противоположная тенденция у фосфора, 5—6-кратное увеличение его содержаний отмечается при переходе от карбонатитов к франколитовому горизонту, затем падение концентраций в гётитовом горизонте и последующий их рост в 2—3 раза в алюмофосфатном горизонте.

Подобное поведение рудных элементов объясняется с позиций установленной зональности при формировании продуктов выветривания.

Монацит-алюмофосфатный горизонт сформирован в близповерхностных или даже в поверхностных условиях. Микроскопическое изучение пород горизонта показало, что в составе пород широко развиты эксплозивные и эруптивные брекчии с лито- и кристаллокластикой, причем несомненно, что выявленные участки развития данных пород располагаются в месте своего залегания.

Минеральный комплекс, образующий верхний рудный горизонт, распадается на 2 крупных парагенезиса. Первичный — остаточные минералы — апатит, титано-магнетит, ильменит, рутилы, слюда, реликты оливинов, пироксенов, мелилитов и фельдшпатоидов (анальцит); вторичный выглядит следующим образом — гётит, гидрогётит, сидериты, родохрозиты, олигониты и др.

Роль гипергенных процессов в создании богатых руд на Томторском месторождении несомненна, в то же время для подобных концентраций нужны первично богатые руды (иногда содержания ниобия до 40 %), которые пока не встречены в свежем виде.

Описанные горизонты соответствуют минералого-технологическим типам руд, а подзоны горизонтов можно рассматривать как разновидности руд.

В заключение хотелось бы сделать вывод.

1. Безусловно, пироклор-алюмофосфат-

монацитовые руды верхнего горизонта Томторского месторождения — самостоятельный формационный тип карбонатитовых месторождений, образующихся в верхних горизонтах кор выветривания по поздним редкоземельным карбонатитам, обогащенным синхизитом, паризитом.

2. Формационные признаки подобных руд — обогащенность землистым тонкодисперсным гипергенным монацитом; повышенная радиоактивность (ториевая или урановая специализация); обогащенность иттрием (минералы-концентраторы — ксенотим, черчит, рабдофанит), иногда — скандием; обогащенность вторичным тонкодисперсным пироклором III—IV стадий; обогащенность гётитом, гидрогётитом, минералами группы каолинита.

3. В корах выветривания монацитовых залежей необходим субстрат строго определенного состава — поздние синхизитовые и паризитовые карбонатиты, а для образования алюмофосфатных руд — богатые глиноземом силикат-карбонатные метасоматиты, связанные со становлением поздних карбонатитов. И, наконец, необходимое условие — климатические факторы, благоприятные для формирования латеритного профиля, близкого к красноцветам. Аналогичные условия характерны для Томтора, что предопределило формирование одного из крупнейших в мире месторождений. Весьма вероятно, что в данном случае мы имеем дело с новым формационным лидером месторождений подобного класса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии*/ А.И.Зайцев, А.Р.Энтин, Н.И.Ненашев и др. // Якутск: ЯНЦ СО РАН. 1992. С. 109—138.
2. *Карбонатиты Якутии* (вещественный состав, минералогия)/ А.Р.Энтин, А.И.Зайцев, К.А.Лазебник и др. // Якутск: ЯНЦ СО РАН. 1991. С. 51—77.
3. *Лапин А.В.* Типы месторождений в корах выветривания карбонатитов/Геология рудных месторождений. 1989. № 4. С. 76—87.
4. *Лапин А.В., Толстов А.В.* Окислительный и восстановительный этапы формирования зоны гипергенеза карбонатитов и их рудоносность //Геология рудных месторождений. 1981. № 4. С. 81—91.
5. *О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов* (Северо-Западная Якутия)/А.Р.Энтин, А.И.Зайцев, Н.И.Ненашев и др. //Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 42—51.
6. *Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов. — М.: Недра, 1968.

Новые данные по стратиграфии венд-нижнекембрийских отложений Центрального Алдана

К.А.ВОРОБЬЕВ, А.В.КУРБАТОВ

Изученная территория расположена в пределах излучины р. Алдан выше г. Томмота. В тектоническом плане это погружающийся к северу склон Алданской антеклизы. Согласно районированию Сибирской платформы в раннем кембрии, данная территория относится к Алданскому району (АР) Анабаро-Синского фациального региона (АСФР) (рис.1, врезка), характеризующемуся переходным типом разреза.

Стратотипические разрезы пестроцветной тумулдурской, унгелинской и куторгиновой свит, служащих до настоящего времени основой расчленения и картирования нижнекембрийских отложений в изученном районе, выделены и описаны разными авторами в период с 1935 по 1950 г. [1, 3] задолго до вовлечения указанной территории в планомерные геологосъемочные работы масштабов 1:200 000 (ГСР-200) и 1:50 000 (ГСР-50). Отдельные уточнения составов и мощностей этих разрезов [5] не учитывали всего имеющегося материала, в частности, по керну скважин, пробуренных до фундамента на Куранахском рудном поле (КРП).

На данной территории ГСР-200 представляли собой картосоставительские работы (первая половина 60-х годов) и не сопровождалась детальным изучением отложений данного возраста. Несколько позже (1963—1975 гг.) разными исполнителями Тимпотно-Учурской ГРЭ Якутского геологического управления на площадях Куранахских месторождений и прилегающих территориях проведены ГСР-50. Охватывая каждой из съемок лишь ограниченную территорию, практически не имея непрерывных разрезов и используя крайне схематическую легенду с многочисленными неточностями, съемщики тех лет не получили объективного достаточно полного представления о литологических и фациальных особенностях изучаемых отложений. Следствием этого явилось разное расчленение свит (кроме куторгиновой) на подсвиты и часто ошибочная их корреляция, особенно в частях пестроцветной и тумулдурской свит, на которые и сделан акцент в данной работе.

При этом все исследователи оставались в рамках мощностей (в м) утвержденной (1963, 1985 гг.) легенды; пестроцветная свита 60—80, тумулдурская свита 130—140, унгелинская свита 90—110, куторгиновая свита 80—100. Предложенные съемщикам

стратиграфические схемы не сопровождались биостратиграфическими датировками нижних частей разреза и основывались на сугубо литологическом принципе расчленения.

Проведенные в последнее время Э.Ф.Барановым ГСР-50 в районе г. Томмота, убедительно показали несоответствие полученных им по ряду структурных скважин разрезов с принятой схемой, в которой в качестве маркирующих принимались два стратиграфических уровня: вишнево-бурые глинистые доломиты пестроцветной свиты и известковистые доломиты куторгинской свиты. Суть этого несоответствия заключалась в наличии двух хорошо сформированных, относительно сближенных в разрезе пачек ярко окрашенных глинистых доломитов, каждая из которых ранее принималась за полный объем пестроцветной свиты. Неправильное толкование разреза влекло за

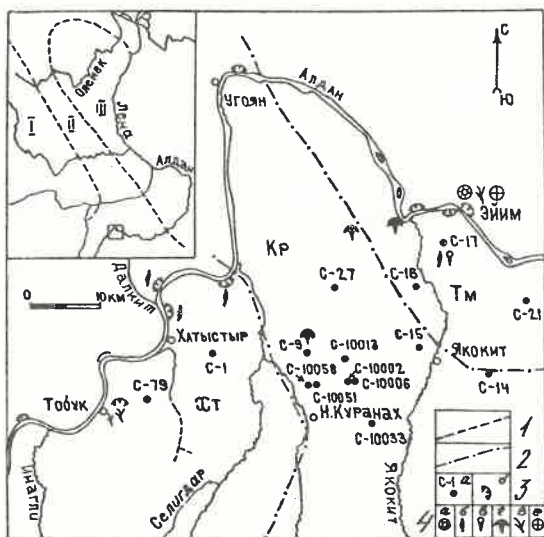


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов, местонахождение фауны и выделенных типов разреза (на врезке — схема фациального районирования отложений нижнего кембрия):

1 — границы фациальных регионов [5]: I — Иркутско-Олекминский (западный тип разреза), II — Анабаро-Синский (переходный тип разреза), III — Юдомо-Оленекский (восточный тип разреза); 2 — граница выделенных фациальных типов разреза (площади: Хт — Хатыстырский, Кз — Куранахский, Тм — Томмотский); 3 — скважины и их номера (а), обнажения (б); 4 — пункты сбора фауны: археоциаты (а), зоопроблематики (б), хиолиты (в), трилобиты (г), водоросли (д), мягкотелые (е)

собой неверные структурные и прочие построения.

Методика исследований. Начало работ по геологическому доизучению площадей масштаба 1:200 000 (новая серия) в АР и необходимость обеспечения Гостеолкарты-200 легендой, отвечающей современному состоянию изученности данной территории, потребовало как систематизации всего имеющегося материала по стратиграфии данного района, так и дополнительных специальных исследований. Выполненные нами в процессе ГДП-200 работы включали: 1) разбраковку материалов проведенных ранее глубокого бурения и геологических съемок в пределах и на обрамлении КРП; 2) проходку структурных скважин на примыкающих к ней территориях; 3) описание керна и всех естественных обнажений р. Алдан на отрезке между устьями рек Инагли и Якокит; 4) отбор образцов для палеонтологических исследований и 5) значительный объем маршрутов по увязке наблюдаемых разрезов (см. рис. 1).

Результаты работ и их обсуждение. Проведенная литологическая и биостратиграфическая корреляция позволила установить в изучаемой части разреза АСФР единый, хорошо картируемый, маркирующий для всего АР стратиграфический уровень массивных, грубослоистых, зернистых, кавернозных, строматолитовых, оолитовых, битуминозных доломитов серого, темно-серого, желто-серого цвета с прослоями известняков (рис. 2). Эта толща мощностью 35—50 м (редко до 25 м) образует в рельефе крутые денудационные уступы, сложенные крупноглыбовым элювоколлаuviем и содержит остатки трилобитов в своей верхней части. Нами отобраны трилобиты *Elganellus acceptus* Suv., *Elganellus elegans* Suv., *Elganellus* sp., *Bidotina malykanica* Suv. (определение Л.В.Огиенко, ВостСибНИИГиМС), позволившие отнести вмещающие их отложения к атдабанскому ярусу, нижней и средней частям атдабанского горизонта.

Образования этой толщи надежно фиксируются во всех пробуренных скважинах, в частности в скв. 1 на глубинах (в м) 80—115; в скв. 10058 — 188—228; в скв. 27 — 218—254; в скв. 17 — 148,9—185. Раньше эти образования выделялись в подсвиту и объединялись с выше- или нижележащими породами в качестве тумулдурской свиты. При этом достигалось наиболее полное соответствие мощностей принятым стратотипам и стратиграфическим схемам. Учитывая хорошо выраженные особенности данной толщи, делать этого, на наш взгляд, не следует. Ее надо выделять в качестве пол-

ного объема тумулдурской свиты, хорошо в таком случае сопоставимой с эльгянской свитой Иркутско-Олекминского фациального региона.

Рассматривая разрезы отложений, подстилающих тумулдурскую свиту (см. рис. 2), можно сделать однозначный вывод об их фациальной изменчивости, наблюдаемой в широтном направлении. Такая изменчивость установлена в разной степени пестроокрашенной толще преимущественно глинистых и слабоглинистых доломитов, объединяемых нами в пестроцветную свиту мощностью 140—170 м, и позволяет выделить в пределах АР Хатыстырскую, Куранахскую и Томотскую площади, каждой из которых соответствует свой определенный тип разреза.

Томмотская площадь. Разрезы, наблюдаемые в пределах Томмотской площади, изучены по керну скв. 17, 16, 21 и в обнажениях р. Алдан ниже устья р. Якокит (см.рис. 1). Главная отличительная особенность разреза этого типа — трехчленное строение, максимальная, относительно разрезов других типов, контрастность и наиболее яркая цветовая гамма слагающих его литологических разновидностей пород.

Нижняя подсвита пестроцветной свиты представлена наиболее насыщенной глинистыми доломитами толщей. Ее фон — это вишневобурые, плитчатые и тонкоплитчатые, пелитоморфные, слоистые, косослоистые и массивные с изломом до раковистого глинистые доломиты, образующие слои мощностью 2—10 м, иногда обособляющиеся в пласты мощностью до 50 м. Данные породы находятся в переслаивании с глинистыми и слабоглинистыми доломитами серых, зеленовато-, розовато-, желтовато-серых тонов. Среди них встречаются тонкозернистые разновидности, содержащие 5—10 % обломочного кварца или до 15 % органогенного детрита. Нередко переслаивание имеет более тонкий характер при мощности слоев 0,5—1,5 м, но с обязательным преобладанием вишнево-бурой составляющей. Мощность подсвиты 60—70 м, а несколько точнее — до 77 м. Именно эта часть разреза, наиболее изученная некоторыми исследователями [2,3,6], и принималась ранее за полный объем пестроцветной свиты, в которой выделены суннангинский и кенядинский горизонты региональной стратиграфической схемы [5].

На части Томмотской площади, вовлеченной в ГДП-200, из отложений средней части подсвиты собраны и определены следующие фаунистические остатки, подтверждающие ее томмотский возраст: в скв. 17 на отметках

306,6 и 314,2 м — хиолиты *Spinulitheca* sp., *Allatheca* sp., 317,5 м — ангустиокреиды *Tiksithecatiticus* Miss., *Anabarites trisulcatus* Miss., *A. rectus* Vass.; склериты *Chancelloria simmetrica* Vass., *Sachites* sp., *Suphognuchites* sp., *Allonia tripodophora* (dore et Reid); хиолительминты *Hyolithellus* cf. *Vladimirovae* et Miss.; 320 м — хиолиты *Spinulitheca* sp.; 322,9 м — ангустиокриды *Tiksithecaliticus* Miss., *Anabarites reotus* Vass.; склериты *Chancelloria* sp., *Sachites* sp., *Allonia tripodophora* (dore et Reid). Определения выполнены А.К.Вальковым и А.Р.Боковой (ЯИГН СО РАН). В обнажении левого берега р. Алдан ниже о. Эйим в интервале 6,7—8,4 и 9 м от уреза воды в верхней части подсвиты обнаружены археоциаты *Nochoroicyathus* sp. плохой сохранности (определение Д.В.Котельникова, ВСЕГЕИ), отмечены мелкие хитолиты, фрагменты водорослей плохой сохранности, отпечаток мягкотелого животного, близкого к *Bergaueria*. В обнажении правого берега, там же на отметке 5 м от уреза воды наблюдались археоциато-водорослевый биогерм.

Верхняя подсвита пестроцветной свиты мощностью 90—110 м представлена на Томмотской площади двумя четко сформированными пачками: нижней мощностью 35—50 м (восточнее до 60 м) и верхней мощностью 40—70 м.

Нижняя пачка имеет, как правило, четко выраженные нижнюю и верхнюю литологические границы, а в рельефе часто образует уступ, но с менее открытыми, чем у тумулдурской свиты, развалами. Облик пачки определяют светло-желтые, кремово-светло-серые, зернистые, псевдооолитовые, слабопористые, массивные или грубослоистые, иногда слабобитуминозные доломиты. Присутствие плитчатых слабоглинистых доломитов светлых зеленовато-коричнево-серых тонов минимальное, но при нахождении их в нижних или верхних частях разреза границы пачки становятся менее четкими.

В изученных разрезах пачка практически не содержит фаунистических остатков, но в скв. 17 в интервале 236—268 м обнаружены водоросли *Floribundaphyton* sp., *Arcanella grandulata* Kolosov, *Renalcis jacuticus* Korde (определения П.Н.Колосова, ЯИГН СО РАН).

В силу своего положения в разрезе между двумя пестробурыми толщами, каждая из которых ранее принималась за полный объем пестроцветной свиты, нижняя пачка при геологосъемочных работах картировалась или как верхняя подсвита усть-юдомской свиты венда, или как нижняя подсвита тумулдурской свиты (атдабанский век).

Верхняя пачка характеризуется пересла-

иванием и преобладанием разноплитчатых глинистых и слабоглинистых доломитов светло-коричневого, шоколадного, кремового, реже зеленовато-серого цвета, имеющих тонкозернистую или пелитоморфную структуру с доломитами мелкозернистыми желтовато-светло-серых оттенков. Несмотря на то, что в целом пачка имеет менее яркие цветовые тона (пачка полутонов) и не образует мощных пестроокрашенных пластов, на местности отличить ее от нижней подсвиты пестроцветной свиты очень трудно. Только при наличии перекрывающей ее тумулдурской свиты или наблюдая разрез пестроцветной свиты в интервале нижняя подсвита — верхняя пачка можно уверенно провести ее стратификацию.

Возрастные датировки этих отложений на Томмотской площади не получены. В обнажениях наиболее полный разрез пачки можно наблюдать на левом берегу р. Алдан против устья р. Якокит.

Хатыстырская площадь. Разрезы пестроцветной свиты, наблюдаемые в пределах этой площади, изучены нами по керну скв. 1,79 и в береговых обнажениях р. Алдан между устьями рек Инагли и Селигдар. Особенностью этого типа является его двучленное строение (в результате выпадения из разреза нижней пачки верхней подсвиты) и значительно менее контрастный общий облик всей свиты мощностью 140—150 м.

Нижняя подсвита пестроцветной свиты мощностью 40—50 м характеризуется переслаиванием разноплитчатых доломитов, глинистых и слабоглинистых доломитов серого, светло-зеленовато-серого, бледно-коричневато-зеленовато-серого цвета, причем собственно глинистые, тонкоплитчатые, слоистые, пелитоморфные разности зеленых тонов составляют не более 20 % объема подсвиты. Доломиты этой подсвиты (иногда выделившиеся раньше в качестве верхней подсвиты усть-юдомской свиты) в основном тонкозернистые, часто имеют мраморовидный облик, крепкие массивные с изломом до раковистого или тонко- и косо-слоистые. Нижняя граница подсвиты, залегающей согласно на отложениях венда, в скважинах устанавливается по кровле пласта коричневато-серых, мелкозернистых, псевдооолитовых доломитов массивных или грубослоистых. На местности эта граница картируется плохо в силу определенной насыщенности мощного разреза усть-юдомской свиты схожими глинистыми разностями доломитов (см.рис. 1, обнажение Инагли).

В качестве образований томмотского яруса нижнего кембрия данная часть разреза

выделена впервые. Основанием для этого служат: 1) водорослевые биогермы, обнаруженные среди зеленовато-серых тонко-мелкозернистых глинистых доломитов верхней части разреза подсвиты, вскрытых придорожным карьером в 1 км от пос. Тобук; 2) найденные в обнажении правого берега р. Алдан выше устья руч. Далкит в интервале 6—11,5 м и от уреза воды зоопроблематики *Cambrotubulus decurvatus* Miss., в интервале 11,5—18 м — *Chancelloria Fragilis* Vass, *Halkieria* sp., *Archiasterella pentactina* Sdzuy, *Chancelloria acervvata* Vassiljeva (определения А.Р.Боковой), свидетельствующие о суннагинском возрасте вмещающих отложений.

Верхняя подсвита пестроцветной свиты мощностью 90—110 м устанавливается по появлению в разрезе яркоокрашенных бурокоричнево-вишневых глинистых доломитов. Общий облик подсвиты наиболее схож с обликом нижней подсвиты пестроцветной свиты Томмотской площади. Сближенные пласты буро-вишневых глинистых доломитов также образуют здесь пачки мощностью до 30 м (скв. 79). Отличием же является меньшее количество глинистых доломитов зеленых тонов и появление в разрезе относительно большого количества слабоглинистых доломитов зеленых тонов и появление в разрезе относительно большого количества слабоглинистых доломитов светло-серого, почти белого цвета. Встречающиеся здесь пласты желтых зернистых доломитов, аналогичные доломитам нижней пачки Томмотской площади, маломощны, растянуты по разрезу и невыдержаны по простиранию. В этом типе данную часть разреза нам удалось охарактеризовать редкими находками фауны. В 3 км восточнее пос. Тобук в придорожном карьере в слое тонкоплитчатых мергелей мощностью 0,5 м найдены отпечатки неописанной в литературе формы, вероятно, водорослевого происхождения, в плане представляющие собой овальные и сферические образования с неровной концентрической внутренней структурой диаметром 1—4 см. Венд-раннекембрийский возраст этой части разреза устанавливается по находкам зоопроблематик *Anabarites trisulcatus* Missarzhevsky в обнажениях правого берега р. Алдан выше устья р. Селигдар (нижняя часть подсвиты, основание 2-метрового слоя желтовато-коричневых, тонкоплитчатых, тонкозернистых глауконитсодержащих глинистых доломитов). Томмотский возраст этой части разреза определяется по находкам в обнажении левого берега р. Алдан ниже руч. Далкит. Здесь в 3-метровом слое вишневых тонкозернистых

глинистых доломитов обнаружены *Aldanella* sf, *patelbiforma* Bokova (формы плохой сохранности, определения А.Р.Боковой). Хотя эти формы известны и в дотоммотских отложениях, но исходя из того, что выше по разрезу эти образования перекрыты маркирующей тумулдурской свитой (атдабанский горизонт), их томмотский возраст сомнения не вызывает.

Куранахская площадь. На дневной поверхности в обнажениях фрагменты разрезов этого типа наблюдаются редко. Незначительные части разреза вскрыты выемками автодорог. По результатам бурения КРП установлено, что разрезам пестроцветной свиты в пределах Куранахской площади свойственны черты обоих типов, описанных выше. Разрезы свиты могут иметь двух- и трехчленное строение. Мощность свиты 140—185 м. Мощность зернистых доломитов ($ps\frac{1}{2}$), к западу распадающихся на несколько маломощных пластов, обычно составляет здесь 25—35 м, а в скв. 15 достигает 60 м. При этом нижняя подсвита часто совершенно не содержит характерных для Томмотского типа яркоокрашенных буровишневых глинистых доломитов и имеет блеклые, слабозеленоватые бежево-серые тона. В целом по разрезу подсвиты количество глинистых разностей значительно меньше, чем на соседних площадях. Мощность нижней подсвиты 45—60 м. Верхняя часть разреза данного типа ($ps\frac{2}{2}$) наиболее полно представлена в обнажении левого берега р. Алдан ниже пос. Угоян. Она характеризуется частым переслаиванием доломитов, глинистых и слабоглинистых доломитов неярких тонов, имеющих бледно-коричневую, розовато-желтоватую и светло-серую окраску. Мощность верхней пачки составляет 60—75 м.

В данном типе свита наименее охарактеризована фаунистически. В 20 м от кровли обнажения ниже пос. Угоян в 2-метровом слое тонкоплитчатых, пелитоморфных, глинистых доломитов бледно-коричневого цвета найдены проблематичные остатки водорослей, аналогичные обнаруженным в карьерах близ пос. Тобук. Зеленовато-серые глинистые доломиты нижней подсвиты иногда содержат остатки водорослей плохой сохранности.

Суммарные мощности отложений от поверхности фундамента до подошвы тумулдурской свиты по керну структурных скважин удивительно стабильны и колеблются от 338 до 358 м (рис. 3). В то же время литологический состав этой толщи в пределах изученной территории крайне невыдержан, что, естественно, сказывается на мощ-

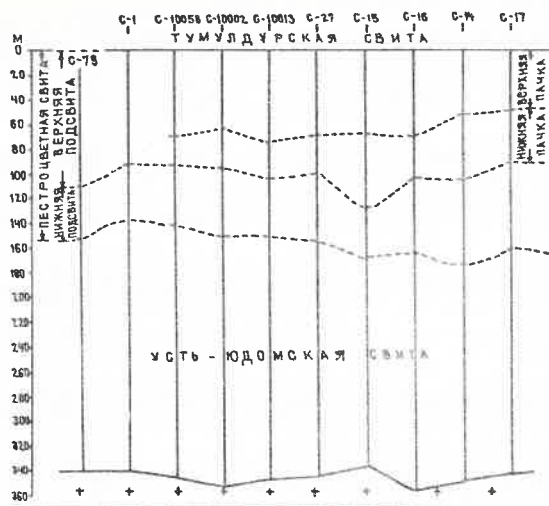


Рис. 3 Мощности венд-нижнекембрийских отложений от поверхности архейского фундамента до подошвы тумулдурской свиты (по результатам бурения)

ностях выделенных стратонов (мощности отложений усть-юдомской свиты — от 138 до 172 м). Наиболее значительно выпадение из разреза по мере продвижения от Томмотской к Хатыстырской площади достаточно однородной, мощной (до 60 м) нижней пачки верхней подсвиты пестроцветной свиты. Необходимо подчеркнуть скользящее положение в разрезе пестроокрашенных буровишневых глинистых доломитов: под тумулдурской свитой на Хатыстырской площади и на контакте с усть-юдомской свитой на Томмотской площади.

Из всего сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Приведенные данные свидетельствуют о значительных различиях в местных фациальных обстановках осадконакопления, в первую очередь, для томмотского времени, что наиболее характерно для мелководного бассейна. К началу же формирования отложений тумулдурской свиты, т.е. в атдабанское время, осадконакопление в пределах АР стабилизировалось, фациальные обстановки этого времени значительных различий не имели.

2. Находки биогермов в отложениях томмотского возраста позволяют уточнить положение рифовой зоны на северном склоне Алданской антеклизы [9] и условно провести границу с бассейном лагунного режима осадконакопления по р. Алдан выше пос. Тобук в 75—100 км западнее г. Томмот.

3. Полученный материал по литологии и

биостратиграфии отложений нижнего кембрия показывает существенные отличия полных разрезов описанных стратонов от разрезов их стратотипов [1, 3]. Возможно, что в дальнейшем для приведения существующих стратиграфических схем расчленения в соответствие со Стратиграфическим кодексом будет целесообразно выделить здесь новые свиты, взяв за их стратотипы разрезы, полученные по керну буровых скважин.

4. Из анализа мощностей подтумулдурской части платформенного чехла следует вывод о значительной выровненности поверхности фундамента к началу осадконакопления. Следовательно, представления о существовании в АР синседиментационных уступов фундамента, Якокитского прогиба и осложняющего его Куранахского синклинали древнего заложения [7, 8] ошибочны вследствие неверного выбора пестроцветной свиты, имеющей изменчивый облик, в качестве стратиграфического репера.

5. Задачей дальнейших исследований следует считать уточнение положения границы томмотского и атдабанского ярусов на изученной территории. Учитывая определенный вертикальный разброс точек находок фауны, проведение ее нами по подошве тумулдурской свиты несколько условно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атласов И.П. Геологические исследования района Ботомских железорудных месторождений // Матер. Центр. науч.-исслед. геол. развед. ин-та. Сер. полезн. ископ. 1935. Сб. 2. С. 72—82.
2. Вальков А.К. Биостратиграфия нижнего кембрия востока Сибирской платформы Юдомо-Олекминский регион. — М.: Наука, 1987.
3. Дзевановский Ю.К., Чернышова Н.Е. Кембрийские отложения Верхнего Приангарья, их фауна и положение в общем разрезе кембрия центральных частей Сибирской платформы. — Иркутск: Вост.-Сибирьгеология, 1950.
4. Коршунов В.И. Биостратиграфия и археоцитаты нижнего кембрия северо-востока Алданской антеклизы. — Якутск: Изд-во ЯФ АН СССР, 1972.
5. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. — Новосибирск, 1983. 4.1: Верхний докембрий и нижний палеозой.
6. Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия. — М.: Наука, 1966.
7. Угрюмов А.Н. Тектоника и мезозойский магматизм центральной части Алданского щита. — Дис. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, Алдан, 1971.
8. Флерова К.В., Угрюмов А.Н. Структура и магматизм Колтыконского рудного поля // Геология и геофизика. 1990. № 4. С. 43—50.
9. Ярусное расчленение нижнего кембрия // Л.Н.Репина, А.Ю.Резанов, В.А.Асташкин и др. // Стратиграфия. — М., 1984.

60-летие Исаака Минаевича Фрумкина

Исполнилось 60 лет (27 мая 1994 г.) Исааку Минаевичу Фрумкину — заслуженному геологу Якутии, кандидату геолого-минералогических наук, известному исследователю геологии Алданского щита, крупному организатору геологоразведочного производства в республике. Его геологическая деятельность началась в 1956 г. сразу после окончания Карело-Финского университета с должности старшего коллектора Южно-Якутской комплексной экспедиции. В этой экспедиции произошло его быстрое профессиональное становление с параллельным продвижением по традиционной для геолога-полевика служебной лестнице вплоть до начальника геологопоисковой партии. Разнообразие задач, которые в этот период пришлось решать Исааку Минаевичу, включающих вопросы региональной геологии, минерально-сырьевого потенциала Южной Якутии, сформировали его как геолога-исследователя широкого творческого диапазона. Поэтому вполне естественными стали его назначения главным геологом Южно-Якутской экспедиции в 1962 г. и начальником Тематической экспедиции Якутского геологического управления в 1966 г.

С этого времени, не прекращая глубоких исследований геологии Алданского щита, И.М.Фрумкин направил свои усилия на научное обеспечение тактики и стратегии крупномасштабного геологоразведочного производства Якутского ТГУ. Надо отме-

тить, что эта сторона его деятельности увенчалась становлением в управлении системы тематических и научно-исследовательских работ, способствовавших формированию крупнейшей минерально-сырьевой базы Якутии.

Свою организаторскую деятельность Исаак Минаевич сочетал с разработкой проблем стратиграфии супракрустальных образований Алданского щита, оценкой его потенциала на широкий круг полезных ископаемых, что отражению в нескольких десятках работ. По его инициативе и под его руководством проведены крупные работы по сводному составлению карт, издан ряд обобщающих работ по геологии и металлогении Якутии.

Друзья, коллеги высоко ценят присущие Исааку Минаевичу чувство товарищества, глубокое участие в их делах, верность геологическим традициям.

Сейчас, находясь на заслуженном отдыхе, И.М.Фрумкин активно участвует в работе якутских геологов, являясь автором и редактором геологической карты Южной Якутии масштаба 1:500 000.

Поздравляя юбиляра, его коллеги, ученики желают Исааку Минаевичу крепкого здоровья, полного благополучия и многих лет активного участия в наших делах.

Коллектив Госкомгеологии Республики Саха (Якутия)

Вниманию специалистов

В Якутской государственной поисково-съёмочной экспедиции подготовлена к изданию многоцветная **Геологическая карта Якутии масштаба 1:500 000** – 78 листов.

Карта скомпонована в 11 составительских блоков – Нижнеолёкский, Моркокинский, Западно-Верхоянский, Центральная-Якутский, Новосибирский, Нижнеянский, Верхнеиндигирский, Индигиро-Колымский, Южно-Верхоянский, Южно-Якутский, Ботубинский.

Карта охватывает территорию площадью 3,1 млн км², включающую стабильное ядро материковой коры (Сибирская платформа) и его относительно молодое подвижное обрамление (Верхояно-Чукотская складчатая система).

Карта составлена на основе результатов геологических съёмок масштаба 1:200 000 и 1:50 000, региональных геофизических, тематических, научно-исследовательских и других работ по состоянию на 1 января 1993 г.

Каждый блок карты сопровождается тектонической и геофизической схемами масштаба 1:1 500 000, схемами корреляции разрезов стратифицированных отложений с их палеонтологической характеристикой, таблицами химических составов главных разновидностей магматических пород и другими материалами, что делает карту полнее и нагляднее.

Тираж карты ограничен, цены договорные.

Заказы можно направлять по адресу:
677009 г. Якутск, ул. Кальвица, 24, ЯГПСЭ

САХАКОНТРАКТ

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ВНЕШНЕТОРГОВАЯ ФИРМА

РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ) ЗАНИМАЕТСЯ

ЦЕНТРАЛИЗОВАННОЙ РЕАЛИЗАЦИЕЙ И

ЭКСПОРТОМ ПРОДУКЦИИ ГОРНОДОБЫВАЮЩЕЙ

ПРОМЫШЛЕННОСТИ ЯКУТИИ

СЕГОДНЯ САХАКОНТРАКТ ПОТРЕБИТЕЛЯМ РОССИИ,

СНГ И ЗАРУБЕЖНЫМ ПАРТНЕРАМ ПРЕДЛАГАЕТ

- ☐ **Олово металлическое марки О1-пч**
- ☐ **Баббит марки Б-83**
- ☐ **Оловянные и вольфрамовые концентраты**
- ☐ **Сурьмяные золотосодержащие концентраты**

Наш адрес: 677018 Россия, Республика Саха (Якутия),

г. Якутск, ул. Аммосова, 18

Телефон.: (411-22) 4-26-23, 4-08-18, 4-25-77

Факс: (411-22) 4-39-77

Международный телекс: 135132 JANA SU

CONTENTS

<i>Shishigin P.R., Yan-zhin-shin V.A., Sitnikov V.S., Ivanov G.S., Kovalyov L.N., Koshlyak V.S., Naumov G.G.</i>			
Mineral resources: the basis for Republic of Sakha (Yakutia) economy's development	3		
<i>Kokin A.V.</i>			
Mineral types of gold deposits located in SE Yakutia	10		
<i>Filimonov Yu.A., Suleimanov A.M.</i>			
Structural control of silver mineralisation in Verkhne-Turynski ore junction	17		
<i>Yan-zhin-shin V.A., Urzov A.S., Grinenko V.S., Biryulkin G.V., Slustynov Yu.L., Spector V.B., Kamaletdinov V.A., Prokopyev V.S.</i>			
A new stage in map outlining of Yakutia's territory	25		
<i>Shkodzinski V.S., Gabyshev V.D.</i>			
Origin and correlation of pre-Cambrian complexes — model of global magmatic ocean evolution (exemplified by Aldanian shield)	28		
<i>Mishnin V.M.</i>			
Homologues of sea bottom structure in lithosphere of diamondiferous province (Western Yakutia)	35		
<i>Budnikov I.V., Grinenko V.S., Kleis A.G.</i>			
Verkhoyanski gold belt — a key region for stratigraphy of Siberian upper Paleozoic	42		
<i>Orlov Yu.S., Trunilina V.A.</i>			
Principles of magmatic formations systematisation	47		
<i>Koksharski M.G.</i>			
Geological-geochemical fundamentals of Au-Sb deposit prediction in Eastern Yakutia	51		
<i>Musalitin L.A.</i>			
Experience of making up the State geological map scaled 1:200000	56		
<i>Orlov A.N.</i>			
Ore-bearing complexes of substrate rocks and crusts of weathering (Tomtorskii massif) of ultrabasic alkaline rocks and carbonatites	63		
<i>Vorobyov K.A., Kurbatov A.V.</i>			
New data on stratigraphy of veyd-low Cambrian deposits of Central Aldan	69		
60th anniversary of I.M. Frumkin	75		