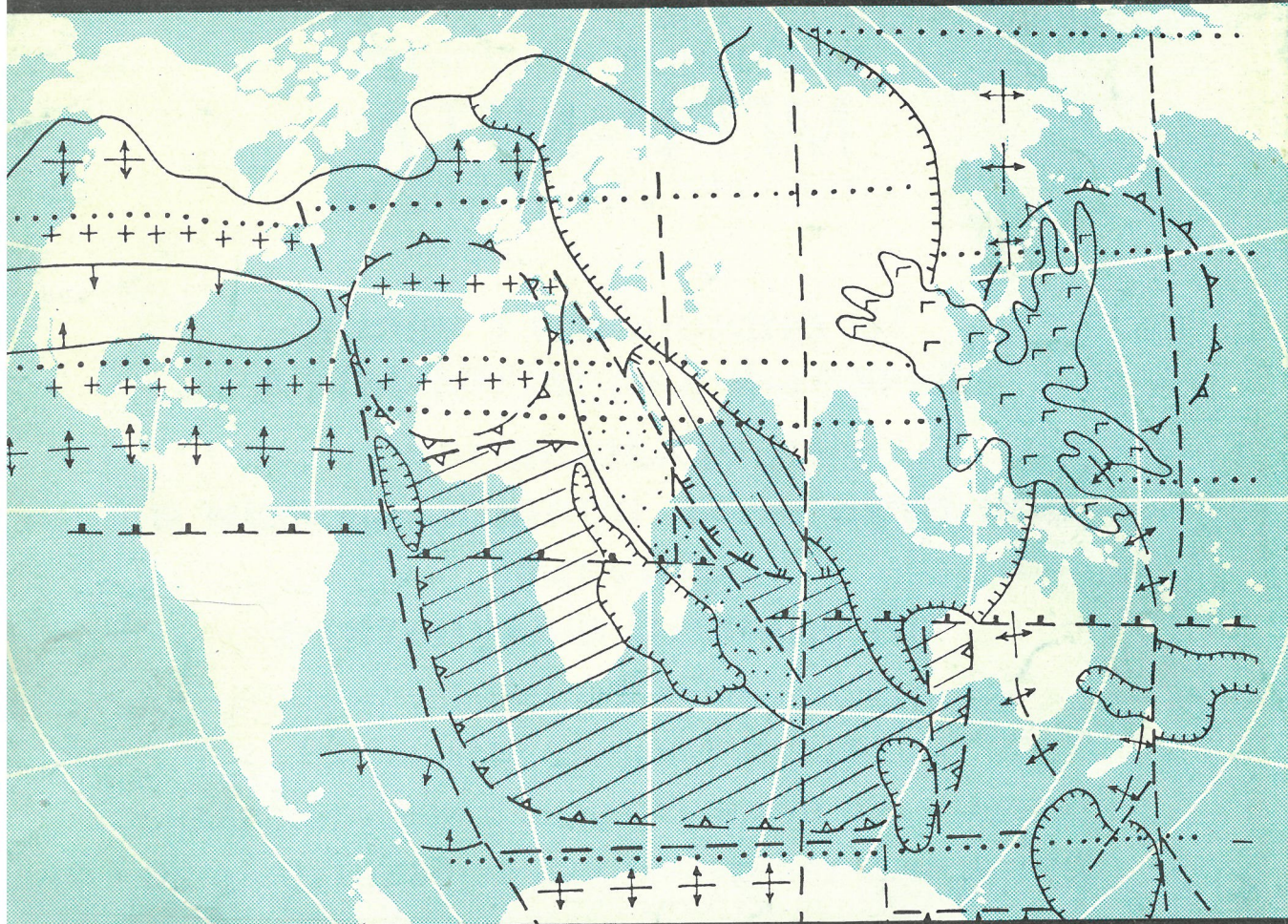


ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



2/1997

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВАЯ БАЗА Ni, Cu, Pb, Zn РОССИИ
МНОГОЦЕЛЕВОЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ
ЗОЛОТОНОСНОСТЬ БУРЕЙНСКОГО КРАТОНА

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество

Центральный

научно-исследовательский

геологоразведочный институт

цветных и благородных металлов

2/1997

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. Кривцов**

Бюро: *И. Ф. Глумов, Р. В. Добровольская* (зам. главного редактора),
В. А. Ерхов, В. Н. Казанский, А. А. Кременецкий, Г. А. Машковцев,
Н. В. Милетенко, Л. В. Оганесян (зам. главного редактора), *М. В. Рогачева* (отв. секретарь), *А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин* (зам. главного редактора), *Б. А. Соколов, В. И. Старостин, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов* (председатель редсовета)

Редсовет: *А. Н. Барышев, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников,*
И. С. Грамберг, А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан,
М. М. Константинов, Т. Н. Корень, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский,
И. Ф. Мигачев, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович,
В. С. Сурков, В. А. Ярмолюк

Содержание

ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА, НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

Карпенко И.А., Мигачев И.Ф., Петраш Н.Г.
Проблемы использования минерально-сырьевой базы никеля, меди, свинца и цинка Российской Федерации в условиях рынка

3

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Буренков Э.К., Головин А.А., Морозова И.А., Бурьянов А.В., Гуляева Н.Г., Трефилова Н.Я.
Оценка относительной стоимости эколого-ресурсного потенциала территорий по данным многоцелевого геохимического картирования

9

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

*Сагир А.В. **
Особенности развития и металлогения Сетте-Дабанского палеорифта

17

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Жирнов А.М.
Региональный прогноз золотых и золото-урановых объектов на юге Буреинского кратона

23

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

*Белолубский И.Н., Боескоров Г.Г. **
Плейстоценовые и современные *Cervus elaphus* L. Якутии

31

*Гриненко В.С., Будников И.В., Клец А.Г. **
Олигостромы в пермском разрезе центральной части Верхоянского складчатого пояса

36

*Протопопов Р.И. **
Метаморфизм Приколымского поднятия

44

*Амарская А.М., Амарский В.Г. **
Генезис нижнеархейских кристаллических пород Алданского щита

48

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

*Габышев В.Д. **
Строение фундамента Якутии по геолого-геофизическим данным

51

Памяти Татьяны Николаевны Шадлуи

55

К 300-ЛЕТИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ РОССИИ

О чем писал наш журнал

56.

* Статьи подготовлены для целевого номера Геолкома Республики Саха (Якутия).

Редакция: *Р.В.Добровольская, Г.В.Вавилова, М.В.Рогачева*
Компьютерный набор *В.К.Комарова*
Верстка и оригинал-макет *П.А.Сандомирский*

Сдано в набор 25.01.97. Подписано в печать 20.03.97. Формат 60 × 88/8. Бумага мелованная
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

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

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием «Поликарт»

Проблемы использования минерально-сырьевой базы никеля, меди, свинца и цинка Российской Федерации в условиях рынка

И.А.КАРПЕНКО, И.Ф.МИГАЧЕВ, Н.Г.ПЕТРАШ (ЦНИГРИ)

Вопросы формирования, использования и воспроизводства МСБ являются приоритетными в деятельности Министерства природных ресурсов. Их решению уделяют постоянное внимание руководство Министерства [3], а также отраслевые институты Министерства [1, 2].

В связи с существенным изменением условий использования ранее созданной МСБ, в настоящее время встал вопрос об оценке экономической эффективности разработки запасов месторождений, поставленных на государственный баланс в предыдущие годы, и поисков путей адаптации этих запасов в современных рыночных условиях.

Возможное решение этого вопроса лежит в плоскости путей повышения экономической эффективности использования МСБ на основе выработки современных технических и технологических решений, совершенствования организации производства, оптимизации структуры предприятий по добыче и переработке минерального сырья, что в ряде случаев дает положительный экономический эффект.

Минерально-сырьевая база СССР и Российской Федерации в течение последних 25—30 лет создавалась, исходя из непрерывного роста потребностей народного хозяйства страны, в т.ч. в различных видах минерального сырья: топливно-энергетического, рудного, агрохимического и др.; необходимости опережающего развития минерально-сырьевой базы в сравнении с другими отраслями народного хозяйства.

Соответственно ежегодное увеличение финансирования геологоразведочных работ составляло 5—7% (по жидкому углеводородному сырью 8—9, благородным металлам 4—6, цветным 3—4%) против 2—4% по народному хозяйству в целом. Результирующим показателем, по которому оценивалась эффективность геологоразведочных работ, являлся «прирост запасов» минерального сырья.

Вопросы потребности в минеральном сырье решались, исходя из планов развития всех отраслей народного хозяйства, ориентированных на перманентный рост объемов и расширение масштабов производства, т.е. на экстенсивный путь развития.

Нормативной базой, на основании которой сформирована существующая ныне МСБ Российской Федерации, явились «Классификация запасов месторождений твердых полезных ископаемых» (1960 и 1981 гг.), «Методические указания о проведении геологоразведочных работ по стадиям (твердые полезные ископаемые)» Мингео СССР (1984 г.),

«Методические указания к разработке государственных планов экономического и социального развития СССР» (1979 г.) Госплана СССР, обязательные для выполнения всеми организациями, проводящими геологоразведочные работы.

Экономическая оценка месторождений осуществлялась в соответствии с «Временной типовой методикой экономической оценки месторождений полезных ископаемых» ГКНТ и Госкомцен СССР (1979 г.), «Отраслевой методикой экономической оценки полезных ископаемых цветной металлургии» Минцветмета СССР (1985 г.), «Методических указаний по технико-экономическому обоснованию постоянных кондиций для подсчета запасов месторождений твердых полезных ископаемых (кроме углей и горючих сланцев)» ГКЗ СССР (1986 г.).

Согласно указаниям Госплана СССР, при определении количества разведываемых запасов минерального сырья следовало руководствоваться следующими сроками обеспечения разведанными запасами отдельных предприятий, рудников, карьеров, промыслов или районов (при соблюдении необходимых соотношений разведанных запасов различных категорий):

рудников и карьеров черной металлургии разведанными запасами железных руд и других видов сырья на 20—25 лет, а крупных горнодобывающих комбинатов — не менее, чем на 40 лет;

крупных предприятий алюминиевой, медной, свинцово-цинковой и никелевой промышленности — разведанными запасами руд на 30—40 лет;

крупных предприятий по производству вольфрама, молибдена, олова и др. — на 20—30 лет;

золоторудных предприятий — на 15—20 лет;

небольших предприятий, эксплуатирующих богатые месторождения цветных металлов, золота и ценных видов неметаллического сырья, а также россыпные месторождения благородных и редких металлов — на 5—10 лет.

Классификациями запасов (1960 и 1981 гг.) регламентированы требования к степени разведанности месторождений, признаваемых подготовленными для промышленного освоения. Разведанность оценивалась по количеству и соотношению запасов категорий А, В, С₁ и С₂ для месторождений, различающихся по сложности геологического строения. Количество запасов категорий АВС₁ не

должно быть менее 80% запасов всех категорий ($ABC_1 + C_2$) рудных месторождений.

Вместе с тем, анализ структуры запасов по месторождениям, утвержденным ГКЗ СССР, показал, что требуемое соотношение фактически соблюдалось на 30—40% месторождений, отличаясь на остальных в большую или меньшую сторону в 2—3 раза от требований классификации, а срок обеспеченности предприятий детально разведанными запасами достигал 60—70 лет, иногда даже 100 лет и более.

Большинство рудных объектов в предвоенные и послевоенные годы строилось и разрабатывалось на детально разведанных запасах, обеспечивающих горнодобывающие предприятия на 2—5 лет работы при наличии положительной оценки общих перспектив. Все эти предприятия вводились в строй одновременно с геологоразведочными работами и продолжают работать до настоящего времени (более 50 лет).

Директивными документами Госплана устанавливался также нормативный уровень рентабельности месторождений, который для различных видов минерального сырья изменялся от 5 до 25%, в т.ч. для цветных и благородных металлов — от 8 до 15%. При недостижении этого уровня рентабельности месторождение следовало относить к балансовым по народнохозяйственному значению. На практике все месторождения минерального сырья относились к балансовым при уровне рентабельности выше 0. Отступление от этого требования позволило поставить на Государственный баланс значительное количество малорентабельных для промышленного освоения запасов. В условиях рыночной экономики такие месторождения не могут привлечь внимания как объект инвестирования.

При геолого-экономической оценке месторождений применялся разнообразный набор цен — от оптовых (фактических) до расчетных, перспективных и директивных, устанавливаемых для конкретных месторождений вышестоящими организациями. Увеличение цен для одного и того же вида сырья достигало 50—150% относительно оптовых цен, что ставило в неадекватные условия оцениваемые месторождения и сделало их несопоставимыми по народнохозяйственному значению.

В определенной степени деформировало результаты геолого-экономической оценки применение различных способов учета затрат на геологоразведочные работы при расчете технико-экономических показателей. Наиболее распространенный способ учета этих затрат через ставки возмещения, использовавшийся для черных, цветных металлов, агрохимического, нерудного сырья, при расчете технико-экономических показателей по месторождениям благородных и редких металлов не применялся. Удельный вес этих затрат в себестоимости добычи составлял 5—20%.

Значительную неопределенность в результаты технико-экономической оценки и возможности сопоставления различных месторождений по результирующим показателям освоения внесло использование различной продукции, применительно к которой вы-

полнялись технико-экономические расчеты. В большинстве случаев в качестве конечной продукции принимались концентраты соответствующих металлов. При неудовлетворительных результатах оценки по концентрату расчеты осуществлялись по металлу, а в единичных случаях по прокату. Такой подход также создает неопределенность при сравнительной технико-экономической оценке месторождений одного и того же полезного компонента в процессе определения вариантов их освоения.

Таким образом, находящаяся в настоящее время на государственном балансе МСБ цветных металлов сформирована при различных, нередко совершенно неадекватных технико-экономических решениях, а в ряде случаев — под давлением плана «прироста запасов».

Необходимость переоценки минерально-сырьевой базы в Российской Федерации. Несмотря на ведущие позиции России по запасам рассматриваемых полезных ископаемых, их промышленное использование в полном объеме в ближайшее время не представляется возможным. К числу этих причин, помимо перечисленных выше, обусловленных требованиями нормативных документов, относятся следующие.

1. Низкое качество руд на некоторых месторождениях. Содержание многих металлов в отечественных месторождениях, как правило, ниже, чем за рубежом, в т.ч. свинца в 1,8—5 раз; цинка в 1,3—5 раз; меди в 1,2—1,5 раза. Это обстоятельство существенно снижает эффективность горного производства.

2. Значительный удельный вес технологически сложных руд либо руд, содержащих вредные компоненты, препятствующих их эффективной переработке. К ним можно отнести золото-мышьяковые руды (месторождения Неждановское, Майское, Ключевское, Олимпиадинское и другие более мелкие), удельный вес которых достигает 20% в запасах рудного золота, золото-марганцевые руды Хаканджинского месторождения; труднообогащаемые руды Холоднинского полиметаллического месторождения, некоторых полиметаллических месторождений Рудного Алтая; медные руды Удокана и др.

3. Размещение части месторождений или их участков в сложных горно-геологических и гидрогеологических условиях (Горевское свинцово-цинковое, Юбилейное и Подольское медно-цинковые месторождения), в неосвоенных промышленностью (Сухой Лог, Удокан) и экологически уязвимых (Холоднинское) районах.

4. Беспрецедентный рост цен на электроэнергию, топливо, материалы, рост транспортных расходов и других затрат производства обусловили нерентабельность отработки балансовых запасов некоторых месторождений (рис. 1).

5. Потеря Россией минерально-сырьевых баз отдельных полезных ископаемых, части перерабатывающих и металлургических мощностей по благородным и цветным металлам в связи с распадом СССР.

6. Переход на экономику рыночного типа, платное лицензионное недропользование.

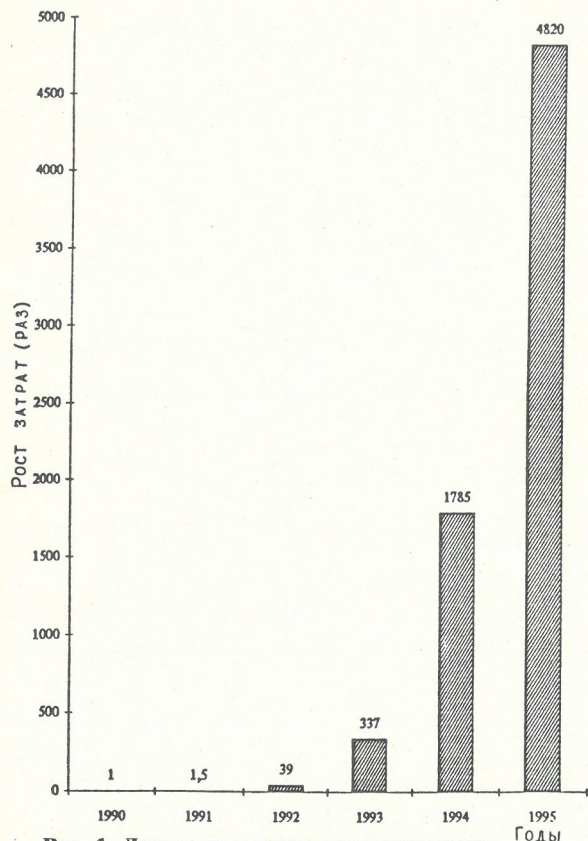


Рис. 1. Динамика производственных затрат

к мировым (рис. 2). Большинство этих причин характерно и для других видов рудных полезных ископаемых.

По перечисленным и некоторым другим причинам количество запасов, пригодных для экономически эффективной отработки, существенно сокращается. Так, по оценке Геолкома РФ, обеспеченность горнодобывающих предприятий так называемыми активными запасами составляет для меди — 40 лет, никеля — 40, свинца — 15, цинка — 18, золота рудного — 30, россыпного — 12 лет, что существенно ниже значений, рассчитанных с учетом всех запасов, числящихся на балансе. В то же время, по оценке Госкомметаллургии, сроки обеспеченности активными запасами в 1,5–2 раза ниже представленных Геолкомом и по многим предприятиям составляют 7–12 лет.

Приведенные данные иллюстрируют значительный разброс оценок состояния существующей минерально-сырьевой базы в масштабе страны, что нельзя признать нормальным.

В последние годы практически узаконена практика выборочной отработки богатых руд. Наглядный пример тому — преимущественная отработка запасов сплошных (богатых) медно-никелевых руд Норильского района, резко усилившаяся в последний период (рис. 3).

В связи с изменениями, происшедшими в последние годы в экономической и хозяйственной политике России, возникла острая необходимость принятия мер по приведению имеющейся минерально-сырьевой базы в соответствие с требованиями свободного рынка.

Для оценки состояния созданной минерально-сырьевой базы никеля, меди, свинца и цинка специалистами ЦНИГРИ в содружестве с другими проектными и научно-исследовательскими институтами (Гипроцветмет, ВИЭМС) выполнена укрупненная геолого-экономическая оценка реперных месторождений, выделенных для каждого геолого-промышленного района с последующей экстра-

7. Возникновение двух противоположных тенденций в рыночных условиях: стремление недропользователя к получению максимально возможной прибыли от разработки месторождения и требований законодательства по максимально полному и комплексному использованию и охране невозобновляемых запасов полезных ископаемых.

8. Резкое увеличение затрат на природоохранные мероприятия и рекультивацию.

9. Приближение цен на минеральное сырье

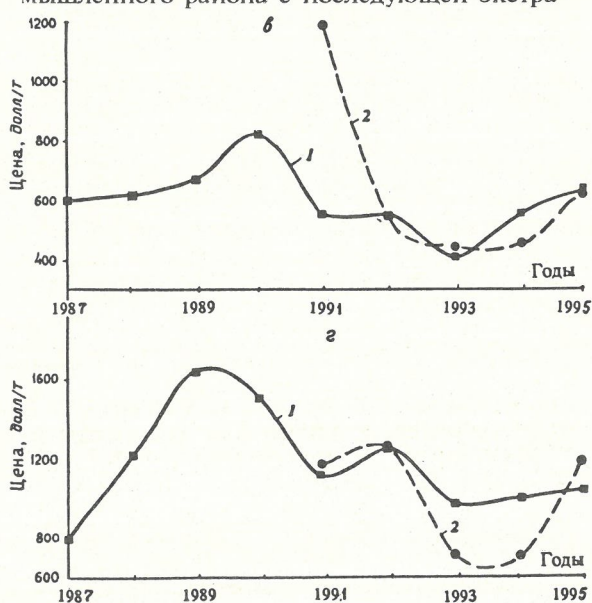
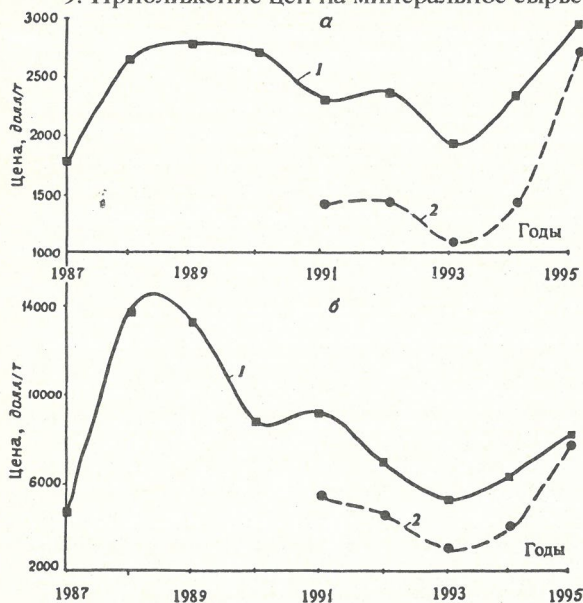


Рис. 2. Динамика мировых (1) и российских цен (2) на Cu (а), Ni (б), Pb (с) и Zn (д) по годам

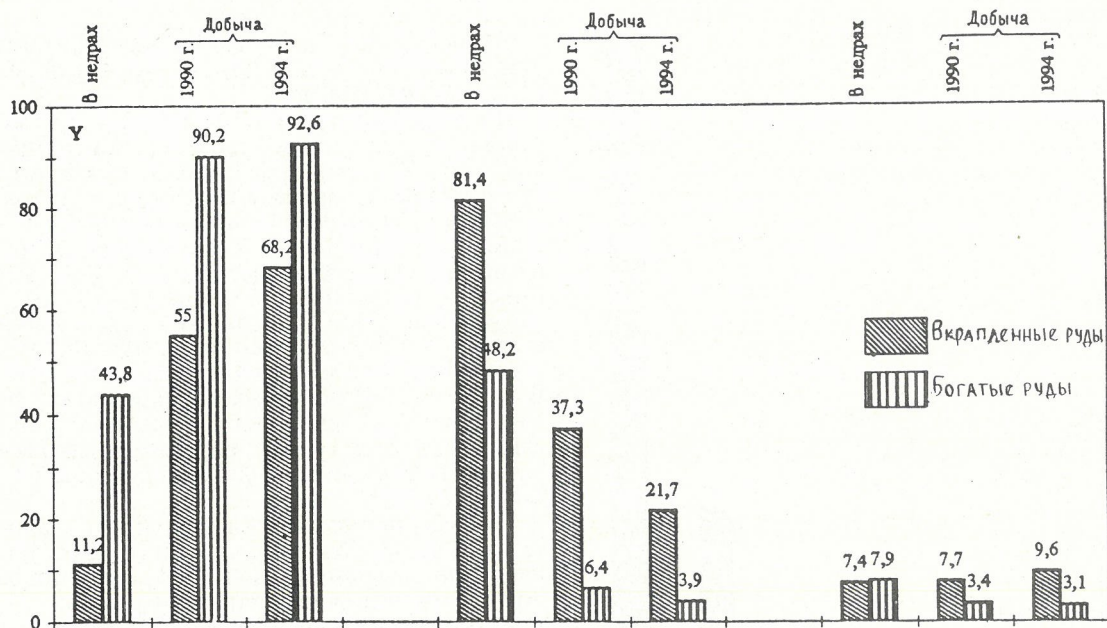


Рис. 3. Структура добываемых запасов никеля Норильского комбината

поляцией полученных данных на остальные аналогичные объекты района с учетом корректировки технико-экономических показателей оцениваемых аналогов на основе фактических данных отработки, условий добычи и обогащения руд, транспортных коммуникаций и других показателей, существенно влияющих на результат оценки.

В процессе переоценки были рассчитаны технико-экономические показатели по 30 месторождениям рассматриваемых цветных металлов. Переоценка минерально-сырьевой базы выполнена по методике, разработанной ВИЭМС и утвержденной Роскомнедра РФ [2].

Основные результаты переоценки минерально-сырьевой базы. Месторождения никеля сосредоточены в трех регионах Российской Федерации: Северном (10 месторождений), Уральском (16) и Восточно-Сибирском (4).

Выделяются два геолого-промышленных типа месторождений — сульфидные медно-никелевые (89% запасов) и силикатные (11%). Уровень рентабельности (УР) разрабатываемых сульфидных медно-никелевых месторождений Северного региона 0—10%, Северо-Восточного более 10% для 45,5% запасов и 0—10% для 10,5% запасов. Эти показатели достигаются вследствие отработки богатых руд Норильского и Печенегского районов с содержанием никеля 1,97—3,12%.

Расчетами показано, что разработка вкрапленных руд с содержанием никеля 0,45—0,52% и меди 0,93—1,43% убыточна в условиях Таймыра и Кольского полуострова (на 1 руб. товарной продукции затраты составляют 1,2—1,4 руб.). На этом основании запасы с содержанием никеля 0,47—0,50% отнесены к нерентабельным.

Содержание никеля в рентабельных месторождениях (УР более 10%) составляет 3,2%, т.е. в 4—6 раз выше, чем в остальных типах

руд. Столь значительный разрыв обусловлен природными особенностями строения месторождений и не может быть принципиально сокращен за счет изменения кондиционных показателей. Вместе с тем, запасы руды в рентабельных для освоения месторождениях обеспечивают деятельность горнорудных предприятий на 17—24 года. После отработки запасов этих руд произойдет обвальное в 4—5 раз снижение объема производства никеля в связи со снижением качества руд. Одной из альтернатив сохранения рентабельного для Российской Федерации производства никеля на более длительный срок может явиться снижение в ближайшее время объемов добычи. Второе направление — организация добычи вкрапленных руд совместно с богатыми в соотношении, обеспечивающем уровень рентабельности предприятия в 15—20% вместо 60—82% в настоящее время. Третье направление — формирование новой сырьевой базы, что предполагает развитие соответствующих геологоразведочных работ. Четвертое возможное направление воспроизводства минерально-сырьевой базы никеля — рекуперация отвалов рудников и обогатительных фабрик, что необходимо также и для снижения вредных экологических нагрузок на территории.

Таким образом, основные пути укрепления минерально-сырьевой базы никеля заключаются в оптимизации вариантов разработки и повышения степени комплексной переработки. Решение этих вопросов на первом этапе предполагает более глубокую геолого-экономическую оценку соответствующих месторождений.

Основные по запасам меди месторождения сосредоточены в двух регионах: Уральском (28,2% запасов) и Восточно-Сибирском (63,2%, включающем месторождения Норильского района — 41,7% и Удоканское месторож-

дение в Читинской области — 20,9%). На остальные регионы приходится около 9% запасов (Северный — 3, Северо-Кавказский — 2,9, Западно-Сибирский — 1,8, Дальневосточный — 0,9%). Уральский и Норильский регионы характеризуются хорошей степенью освоенности, район Удоканского месторождения не освоен.

В составе сырьевой базы выделены следующие основные геолого-промышленные типы месторождений: медно-никелевые (44,7% запасов РФ), медноколчеданные (28%), медистые песчаники (Удоканское месторождение, 20,9%). Остальные 5,4% запасов меди связаны с 53 комплексными медьсодержащими месторождениями.

Результаты переоценки сырьевой базы меди показывают, что 30% запасов меди разрабатывать нерентабельно. Это главным образом запасы меди во вкрапленных рудах медно-никелевых месторождений и месторождения в неосвоенных районах (Кызыл-Дере и др.). Рентабельность разработки 53% запасов меди составляет 0—10%, 17% — более 10%.

Учитывая, что внутренняя потребность Российской Федерации в меди за счет собственного производства удовлетворяется на 115—130%, и значительный срок обеспеченности разведанными запасами (порядка 45—50 лет), сокращение количества балансовых запасов на 30% можно признать несущественным. Состояние сырьевой базы меди по результатам оценки следует рассматривать как удовлетворительное. Пообъектная переоценка месторождений меди должна быть ориентирована, в первую очередь, на повышение комплексного использования руд, улучшение технико-экономических показателей отработки, решение вопросов рекуперации отходов рудников и обогатительных фабрик, накопившихся в больших объемах и содержащих значительное количество полезных компонентов (золота, серебра, цинка, меди, железа) и в то же время оказывающих негативное влияние на состояние окружающей среды.

Основные по запасам месторождения свинца и цинка рассредоточены в пяти регионах Российской Федерации: Северо-Кавказском (2,2% запасов свинца), Уральском (27,7% запасов цинка в месторождениях медно-цинковых руд), Западно-Сибирском (12,5% запасов свинца и 11,4% запасов цинка в месторождениях Рудного Алтая, Салаирского кряжа), Восточно-Сибирском (77,9% запасов свинца и 57,9% запасов цинка — Горевское, Кызыл-Таштыгское в Красноярском крае и Туве; Холоднинское, Озерное, Назаровское в Бурятии; скарново-полиметаллические месторождения Читинской области), Дальневосточном (7,4% запасов свинца и 3% запасов цинка в скарново-полиметаллических месторождениях Приморья).

В пределах этих регионов выделены районы с наибольшей концентрацией месторождений, характеризующиеся различной степенью промышленного освоения, в первую очередь, с точки зрения наличия или отсутствия собственных перерабатывающих производств (обо-

гатительных фабрик, металлургических заводов). С этих позиций освоенными являются Северо-Кавказский, Западно-Сибирский регионы и Приморье. Остальные районы не освоенны в промышленном отношении.

На территории неосвоенных районов расположено свыше 70% запасов свинца и цинка, локализованных главным образом в крупных месторождениях: Горевском, Холоднинском, Озерном. Освоенная сырьевая база представлена небольшими и средними по масштабам месторождениями с достаточно высокими содержаниями свинца (1,69—2,78%) и низкими цинка.

В составе сырьевой базы выделяются следующие геолого-промышленные типы месторождений:

медно-свинцово-цинковые (полиметаллические) — месторождения Рудного Алтая (14), Холоднинское в Бурятии и др.;

свинцово-цинковые — месторождения в Красноярском крае, Озерное в Бурятии, Николаевское (Приморье);

свинцовые — единственное Саурейское месторождение на Полярном Урале;

медно-цинковые месторождения главным образом Урала — Учалинское, Узельгинское, Гайское, Сибайское, Сафьяновское, Подольское, Юбилейное и др.;

комплексные — месторождения различных геолого-промышленных типов: серебряно-полиметаллические Магаданской области (Дукат, Гольцовое и др.), оловянно-полиметаллические Забайкалья и Приморья (Шерловая Гора, Солнечное, Фестивальное, Арсеньевское и др.), молибденовые порфирового типа (Бугдаинское) и др.

В России потенциальную промышленную ценность представляют для свинца первые два типа месторождений: медно-свинцово-цинковые и свинцово-цинковые; для цинка — медно-цинковые (наряду с полиметаллическими и свинцово-цинковыми). Свинец из руд медноколчеданных и комплексных месторождений не извлекается из-за низких содержаний.

Согласно результатам переоценки, нерентабельными для промышленного освоения оказались 81,6% запасов свинца и 63,3% запасов цинка, в т.ч. по разрабатываемым месторождениям — 14,3% запасов свинца и 2,1% цинка, по неразрабатываемым — 88,2 и 72,5% соответственно.

Анализ возможностей сырьевой базы в районах-производителях свинца и цинка показывает, что ввод новых месторождений в их пределах будет только компенсировать выбывающие мощности по добыче, что недостаточно для удовлетворения перспективной потребности народного хозяйства в этих металлах.

Основные разведанные запасы свинца и цинка сосредоточены на трех крупных месторождениях: Горевском, Холоднинском и Озерном, которые расположены в неосвоенных районах. По материалам переоценки, выполненной по методике ВИЭМС на основании ранее принятых решений, разработка этих месторождений низкорентабельна или нерентабельна.

Таким образом, основная проблема по использованию разведанных в Российской Федерации запасов свинца и цинка заключается в определении источников удовлетворения потребности в них: за счет собственного производства либо импорта. В обоих случаях этот вопрос должен решаться на основе проработки вариантов освоения собственной сырьевой базы, что предполагает выполнение многовариантных расчетов по геолого-экономической оценке как отдельных объектов, так и рудных районов.

Результаты переоценки месторождений никеля, меди, свинца и цинка представлены в табл. 1.

Представленные данные указывают на низкую экономическую эффективность освоения месторождений перечисленных цветных металлов применительно к качеству минерального сырья и техническим решениям, выработанным 10—30 лет назад при постановке на баланс запасов этих месторождений.

Экономическая оценка освоения запасов месторождений цветных металлов на основании технических и технологических решений, принятых в предыдущие годы, не позволяет выявить месторождения, представляющие коммерческий интерес для потенциальных инвесторов в условиях рыночной экономики.

Пути повышения технико-экономических показателей отработки месторождений. Улучшение экономических показателей освоения месторождений возможно за счет использования современных технических и технологических достижений, организации производств с более полным циклом переработки руд, приближением перерабатывающих предприятий к источникам сырья и другим факторам, что в ряде случаев может потребовать пересмотра кондиций и пересчета запасов.

Важной задачей, требующей решения при переоценке, является повышение эффективности горного и обогатительного производств по рассматриваемым объектам за счет повышения качества руд в недрах и оптимизации решений по добыче и переработке. Положительное решение вопроса размещения перерабатывающих (обогатительных и металлургических) производств в центре тяжести будущих районов добычи позволит также улучшить технико-экономические показатели разрабатываемых в настоящее время

месторождений и положительно оценить более мелкие месторождения, расположенные в пределах осваиваемых территорий.

Применение новых решений в ряде случаев позволяет существенно повысить экономические показатели разработки (табл. 2). В отличие от технико-экономических показателей освоения (Гипроцветмет, 1984) ЦНИ-ГРИ предложены новые основные решения.

1. Горная часть: уточнен участок первоочередной отработки карьером и рассчитан вариант оптимального развития карьера с учетом распределения запасов в пространстве.

2. Переработка руд: применено радиометрическое обогащение добытой руды, позволяющее выделить обогащенный продукт (60% объема добываемой руды) для фабричного обогащения и хвосты радиометрического обогащения (40%) для кучного выщелачивания. Эти решения опираются на расчеты прогнозных показателей обогащения по данным kernового опробования и подтверждены испытаниями на лабораторных пробах.

3. Рассчитан металлургический завод для переработки цинковых концентратов.

4. Учтены в товарной продукции породы вскрыши для производства строительного камня.

5. Предусмотрен вахтовый метод для рабочих горного цеха и обслуживающего персонала.

6. Предусмотрены затраты на охрану среды.

В затратной части учтены затраты на строительство вахтового поселка повышенной комфортности, железной дороги, линии электроснабжения и связи, учтены все налоги, отчисления и платежи, предусмотренные в настоящее время.

В то же время исключен в сравнении с ТЭО 1984 г. из стоимости товарной продукции пиритный концентрат для производства серной кислоты в связи с отсутствием потребителя и его некондиционностью по содержанию в нем свинца и цинка.

В табл. 2 отчетливо выявляются преимущества строительства как ГОКа, так и ГМК в соответствии с новыми решениями. Представляется, что подобный путь геолого-экономической оценки на основе выработки новых технических, технологических решений, предложений по оптимизации организации производства и структуры формируемого предприятия должен быть применен

1. Распределение запасов по уровню рентабельности, %

Показатель, %	Ni			Pb			Zn			Cu		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Распределение запасов	100	69,9	30,1	100	9	91	100	13,1	86,9	100	47,2	52,8
Уровень рентабельности												
> 10	31,5	30,7	33,4	0,6	0	0,7	5	27	1,7	17,5	27	9
0—10	29,1	39,4	5	17,8	85,7	11,1	31,7	70,9	25,8	52,5	43	61
< 0	39,4	29,9	61,6	81,6	14,3	88,2	63,3	2,1	72,5	30	30	30
Всего	100			100			100			100		

Примечание. 1 — все запасы; 2 — разработанные; 3 — неразработанные

2. Сравнительные ТЭП освоения Озерного месторождения

Показатель	ТЭО 1984 г. в це- нах на 01.01.95 по методике ВИЭМС	ТЭО, 1995 г. ЦНИГРИ	
	ГОК	ГОК	ГМК
Годовая производительность по руде, млн. т	6	6	6
Стоимость товарной продукции — годовая, млн. руб.	280 100	343 400	710 600
Налоги, платежи, отчисления на прибыль (на имущество, нужды образования, жилищного фонда, налог на прибыль), млн. руб.	36 900	54 400	137 360
Чистая прибыль, млн. руб.	29 700	66 640	197 200
Срок окупаемости капитальных вложений с инфраструктурой, лет:			
с учетом налогов	Нет	15	11,7
без учета налогов	Нет	11	6,4
Затраты на 1 руб. товарной продукции, руб/руб	0,76	0,65	0,53
Уровень рентабельности к производственным фондам, %:			
с учетом аналогов	1,4	4,1	8,5
без учета налогов	5,6	9	15,5

при геолого-экономической оценке ранее со-
зданной сырьевой базы.

Применительно к свинцу и цинку представ-
ляется актуальным вопрос совместной геолого-
экономической оценки вариантов освоения
Горевского, Холоднинского и Озерного место-
рождений для обоснования целесообразности
и определения параметров рудно-металлурги-
ческой базы свинца и цинка в Восточной Си-
бири, на территории которой расположено
77,9% запасов свинца и 57,9% запасов цинка.

В заключение необходимо отметить, что
технико-экономические показатели мине-
рально-сырьевой базы России — никеля,
меди и, особенно, свинца и цинка, рассчи-
танные по методике ВИЭМС, в настоящее
время не соответствуют требованиям рыноч-
ной экономики и не позволяют привлечь ин-
вестиции для ее освоения.

Значительные общие запасы никеля, меди,
свинца и цинка, числящиеся на государст-
венном балансе и накопленные за многие
десятилетия, обязывают искать пути эконо-
мически целесообразного ее использования.
Перспективным представляется подход к

геолого-экономической оценке месторожде-
ний, в первую очередь, крупных и уникаль-
ных, с учетом выработки рациональных со-
временных решений по их освоению. Наибо-
лее важные из предлагаемых современных
решений должны быть подтверждены необ-
ходимым объемом исследований и детальны-
ми расчетами. Работы по геолого-эконо-
мической переоценке ранее разведанных место-
рождений должны осуществляться из средств
государственного бюджета и предшествовать
лицензированию этих месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беневольский Б.И., Кривцов А.И., Мигачев И.Ф.,
Шабаршов П.Я. Система мониторинга минераль-
но-сырьевой базы — благородные и цветные ме-
таллы // Отечественная геология. 1995. № 3. С.
57—66.

2. Методика укрупненной геолого-экономической
переоценки запасов месторождений твердых по-
лезных ископаемых на основе уточненных эконо-
мических показателей их освоения. — М.:
ВИЭМС, 1995.

3. Орлов В.П. Геологическое прогнозирование. — М.:
Недра, 1991.

Геологическое картирование

УДК 550.84

© Коллектив авторов, 1997

Оценка относительной стоимости эколого-ресурсного потенциала
территорий по данным многоцелевого геохимического картирования

Э.К.БУРЕНКОВ, А.А.ГОЛОВИН, И.А.МОРОЗОВА, А.В.БУРЬЯНОВ, Н.Г.ГУЛЯЕВА, Н.Я.ТРЕФИЛОВА
(ИМГРЭ)

Ценность любой территории определяется, с
одной стороны, связанным с ней ресурсным
потенциалом (минеральное сырье, пахотные
сельскохозяйственные земли, лесные и вод-
ные ресурсы, рекреационные зоны и т.д.), а с
другой — ее экологическим состоянием, оп-
ределяющим безопасность, комфортность
проживания человека. Вместе с тем, в совре-
менном обществе существует антагонизм
двух тенденций: присущее хозяйственникам

и предпринимателям желание интенсивно
эксплуатировать природные ресурсы и жела-
ние общественных сил ввести максимальные
ограничения на хозяйственную деятельность
для сохранения и улучшения экологической
обстановки. Оптимальным является подход,
положенный в основу концепции устойчиво-
го развития, закрепленной в Рио-де-Жанейр-
ской декларации по окружающей среде и
развитию (июнь 1992 г.) и предусматриваю-

щей комплексный, системный подход к решению всей совокупности социально-эколого-экономических задач. Такой подход позволяет минимизировать негативные последствия и максимизировать экономическую эффективность рационального использования природных ресурсов на основе интегральных приведенных ценностных определений.

Таким образом, экологическое состояние и ресурсный потенциал — это два главных (основных) противоположных фактора, определяющих сущность ценности каждой территории. В оценке этих факторов значительную роль могут играть методы прикладной геохимии, в частности данные, получаемые в результате многоцелевого геохимического картирования. Конечно, имеется много составляющих того или иного фактора, оценить которые с помощью геохимических методов невозможно. Например, бонитет леса, рыбные ресурсы, развитость инфраструктуры, плотность населения и т.д. Вместе с тем, методы прикладной геохимии позволяют оценить такие важные составляющие, как: устойчивость ландшафтов к неблагоприятным антропогенным воздействиям; состав и уровень загрязнения различных компонентов природно-геологической среды токсичными веществами; геохимические особенности почв, определяющие их плодородие и экологическое состояние; количество, состав и местоположение прогнозируемых руд; геохимические особенности горных пород, определяющие экологическую «эндемичность» территорий и др.

В статье обобщается опыт многоцелевого геохимического картирования и его использования для комплексной оценки эколого-ресурсного потенциала территорий, которая в конечном счете выражается в стоимости земли и недр конкретных территорий. Комплексный расчет относительной стоимости территорий содержит следующие технологические блоки.

1. Выявление и инвентаризация основных ресурсных зон как источников хозяйственного развития и техногенного загрязнения; отображение пространственной дифференциации всех типов хозяйственной деятельности, сложившихся на территории, в форме карты функционального зонирования.

2. Проведение системы упорядоченных комплексных наблюдений по учету ресурсного потенциала и экологической обстановки; отображение всей числовой информации в картографической форме.

3. Многофакторное районирование территорий, т.е. выделение площадей определенного иерархического ранга, характеризующихся равными или близкими параметрами состояния земель (ресурсами и экологией), а, значит, и относительной стоимостью.

4. Выполнение конкретных экономических оценок минимальной относительной стоимости земель.

В настоящее время учет природных ресурсов осуществляется в форме отраслевых кадастров (земельного, водного, минеральных ресурсов и т.д.) отдельно отдельными ведомствами. Кадастры опираются главным образом на специаль-

ные характеристики и не учитывают реальную экологическую составляющую. Кадастровая информация не сопровождается картографическим отображением и, более того, не предусматривает иерархию характеризующих выделов, используемых при создании кадастров разного уровня управления, а исходит из объединения отдельных выделов в более крупные единицы простым их суммированием. Строго говоря, такой подход нельзя назвать естественной классификацией, когда в качестве основы должны использоваться существенные свойства и признаки объектов (а не только их площади) и располагаться в логической последовательности и соподчиненности.

За концептуальную основу предлагаемой и использованной нами систематики принято определение функциональной зоны природно-хозяйственной системы как системы взаимодействия человеческого общества и природной среды. Такое взаимодействие основано на социально-экономической потребности развития общества и реальном ресурсном потенциале конкретной территории. Классификационные уровни и принципы их выделения приведены ниже.

Таксономическая единица	Принципы выделения
Ряд	Направление взаимоотношений человека и природы
Тип	Форма человеческой деятельности, объем взаимодействия со средой
Подтип	Интенсивность взаимодействия человека с природой
Вид	Специализация и частные особенности взаимодействия человека с природой в пределах подтипа
Род	Индивидуальные функциональные объекты

Наполнение контуров выделенных функциональных зон содержательной информацией выполняется путем геохимического картирования. Для этого проводится плановое и равномерное опробование комплекса сопряженных сред (почв, вод, донных и рыхлых отложений, коренных пород и при необходимости атмосферы). Анализ показывает, что эта информация является добротной основой для оценки состава и размера минеральных ресурсов, агрогеохимического потенциала плодородия земель, экологического состояния среды, т.е. основных факторов, определяющих ценность земли. По сравнению с другими способами получения аналогичной информации преимущество многоцелевого геохимического картирования (МГХК) заключается в получении единовременно многоаспектной количественной, метрологически обеспеченной, адресной и прямой информации.

Оценка минимальной стоимости земель по результатам многоцелевого геохимического картирования выполнена для одного из районов Восточного Забайкалья.

Инвентаризация типов сложившегося землепользования представлена в виде карты функционального зонирования (рис. 1). Различные типы хозяйственного освоения про-

странственно дифференцированы на две крупные группы. Центральная часть административного района — территория горной добычи, периферическая — рекреационные, сельскохозяйственные, лесохозяйственные земли и территории геологоразведочных работ. Селитебные территории примыкают непосредственно к горнодобывающим, а нередко как бы «поглощаются» последними.

Первая группа представляет собой ландшафты, полностью утратившие природные черты. Вторая, напротив, достаточно хорошо сохранила природные свойства.

Центральная часть отражает довольно типичную картину длительного и активного развития предприятий горнодобывающего профиля. Объектами добычи в разное время были коренное и россыпное золото, золото-

носные конгломераты, монацитовые россыпи. Весьма разнообразны и применявшиеся способы добычи полезных ископаемых — карьеры, шахты, драги и др. Интенсивность горно-хозяйственной деятельности в пределах района такова, что его состояние (даже по предварительным данным) можно отнести к предкризисному. К сожалению, на полностью отработанных месторождениях не проведены и не проводятся рекультивационные мероприятия.

Сельскохозяйственные земли составляют около половины площади административного района, что позволяет рассматривать данную территорию как достаточно освоенную в сельскохозяйственном отношении. Среди сельскохозяйственных угодий преобладают пастбища, занимающие около 50 % этого

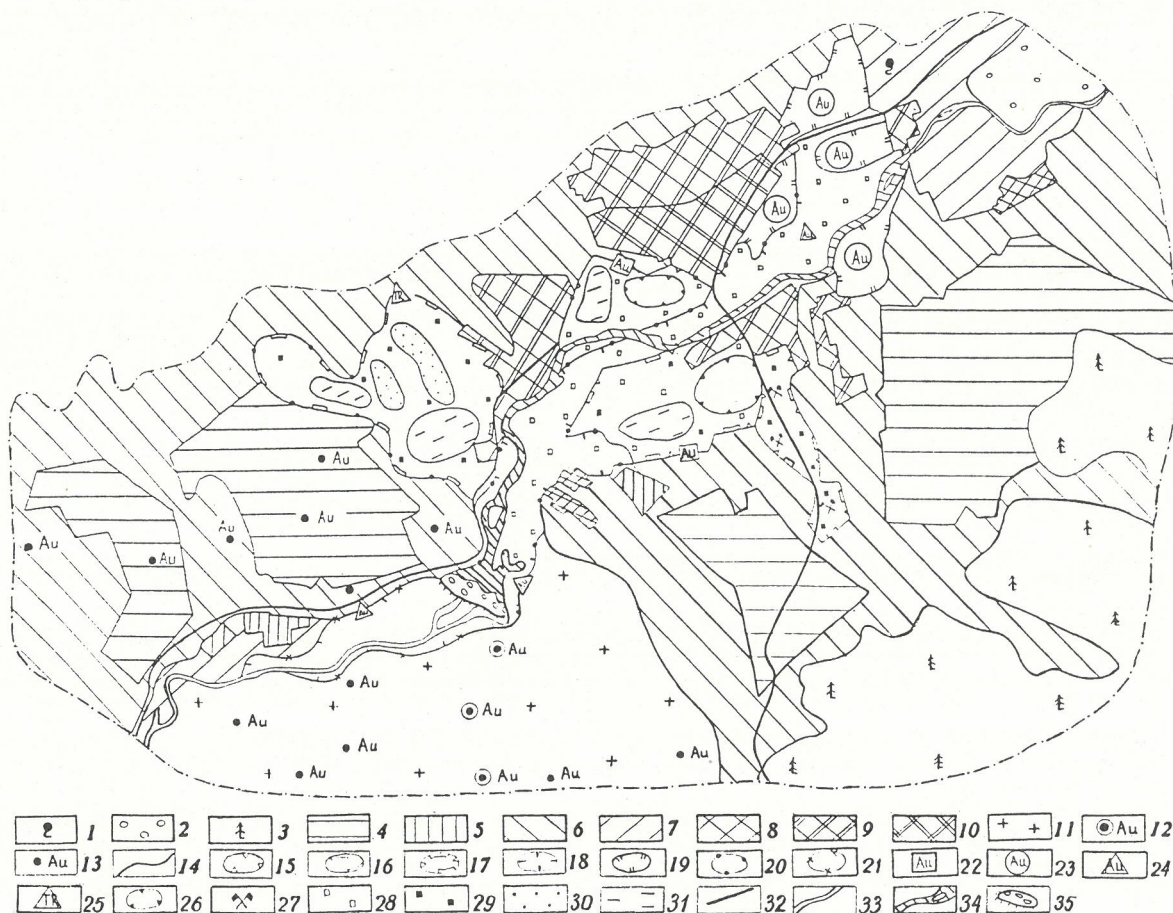


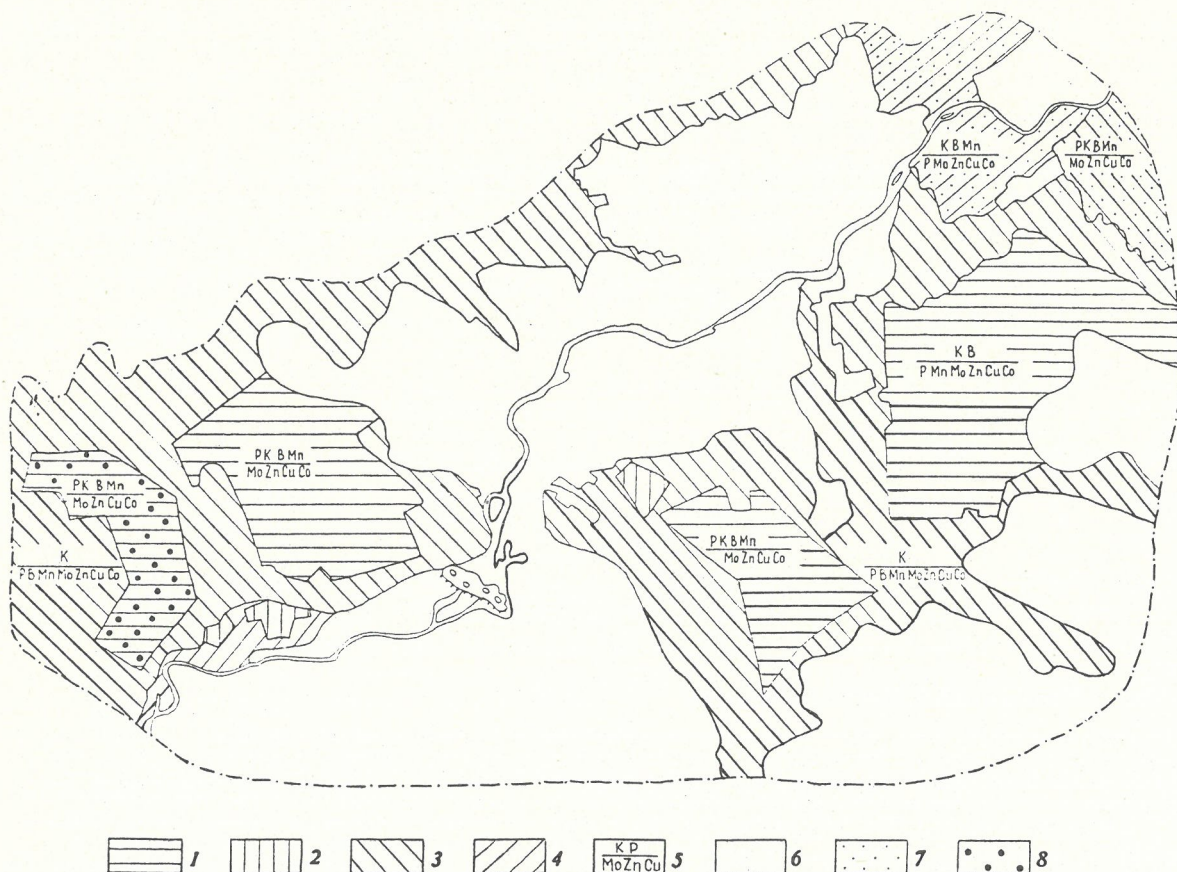
Рис. 1. Карта функционального зонирования:

природоохранные территории: 1 — санаторий на базе источника минеральных вод, 2 — рекреация; 3 — лесохозяйственные территории; сельскохозяйственные территории: 4 — пашни, 5 — огороды, 6 — пастбища, 7 — сенокосы; селитебные территории: 8 — сельскохозяйственные поселения, 9 — поселки с одноэтажной застройкой и печным отоплением, 10 — поселки с 2-3-этажной застройкой и центральным отоплением; 11 — территории поисковых и оценочных работ на твердые полезные ископаемые; 12 — выявленные, но не разрабатываемые месторождения; 13 — рудопоявления; 14 — границы природоохранных лесохозяйственных, сельскохозяйственных, селитебных и геологоразведочных территорий; границы горного отвода, способ добычи полезного ископаемого и освоения месторождений: 15 — карьерный, 16 — шахтный с последующим получением концентрата гравитационным методом, 17 — шахтный в комплексе с карьерным, 18 — дражный, 19 — гидромеханический, 20 — полностью отработанные месторождения, территория не рекультивирована; 21 — полностью отработанные месторождения, территория рекультивирована; объекты добычи: 22 — коренное золото, 23 — золотоносные конгломераты, 24 — россыпное золото, 25 — монацитовые россыпи; отдельные техногенные объекты: 26 — карьеры, 27 — шахты, 28 — отвалы вскрышных пород, 29 — шахтные хвосты, 30 — хвосты, 31 — отстойники, 32 — дороги; 33 — ненарушенная часть русла реки; 34 — нарушенная часть русла; 35 — дамба

Достаточно удачно (относительно условий района) выбрано место для рекреации: по течению выше мощных источников загрязнения и в окружении территорий достаточно экологически чистой хозяйственной деятельности (сенокосы, пастбища). А вот санаторий, действующий на базе источника минеральных вод, находится под реальной угрозой в связи с расширением зоны добычи золотосодержащих конгломератов.

потенциалом четырех категорий. Высоким потенциалом отличаются площади горных отводов под добычу коренного золота и золотоносных конгломератов с перспективными флангами и глубокими горизонтами. Средний потенциал характерен для площадей современных поисково-оценочных работ, выявивших комплекс благоприятных признаков, указывающих на возможность вскрытия средних по запасам месторождений золота. Низким минерагеническим потенциалом обладают территории полностью отработанных золотых и моначитовых месторождений (коренных и россыпных), но нерекультивированные. Продукты отработки на таких территориях целесообразно перерабатывать, но уже не на традиционное, а на сопутствующее и вторичное сырье. Территории полностью отработанных месторождений и впоследствии рекультивированные характеризуются исчерпанными ресурсами.

Агрогеохимический потенциал плодородия почв района (рис. 2) обусловлен комплексом параметров: кислотно-щелочными условиями, содержанием гумуса, обеспеченностью важнейшими для растений макро- (фосфор, калий) и микроэлементами (марганец, бор, кобальт, молибден, цинк, медь).



типы севооборотов: 1 — полевой, 2 — огородный, 3 — пастбищный, 4 — сенокосный; 5 — индекс обеспеченности почв химическими элементами (в числителе — элементы, содержащиеся в оптимальных концентрациях, в знаменателе — дефицитные элементы); агрогеохимический потенциал плодородия: 6 — низкий, 7 — средний, 8 — высокий

По совокупности параметров плодородия сельскохозяйственные земли административного района можно подразделить на три группы: с относительно высоким, средним и низким (85 % территории района) потенциалом плодородия.

обусловлена горнодобывающей промышленностью (рис. 3). От объектов и способа добычи полезного ископаемого зависят объем и интенсивность загрязнения природной среды. На основании наибольшего объема загрязнения и его чрезвычайно высокого уровня территория добычи золота комбинированным способом определена как «зона экологического бедствия». Суммарный показатель загрязнения Z_c в поверхностных отложениях равен 141,5, в донных — 2126, а в атмосферном воздухе — 820. Содержание мышьяка в воздухе составляет 12 ПДК, ртути — 5 ПДК. Основными элементами-загрязнителями природных сред являются мышьяк, сурьма, бор, ванадий, свинец, вольфрам, висмут, олово, ртуть.

Обстановка экологического бедствия характерна и для селитебных территорий, непосредственно примыкающих к основным источникам их загрязнения — площадям горной добычи. Однако интенсивность и объем загрязнения в поселках ниже: Zc в почвах — 130. Содержание мышьяка в атмосферном воздухе 4 ПДК, ртути 4, свинца 3,5.

The map shows the distribution of 16 types of ore deposits in the Krasnodar Territory. The regions are labeled with numbers and lists of elements and their oxidation states. The legend at the bottom identifies the 16 types of ore deposits by their corresponding numbers and patterns.

Legend:

1	2	3	4	5	6	7	8
9	10	11	12	13	14	15	16

эколого-геохимическое состояние компонентов природной среды: 1 — допустимое по всем средам, 2 — опасное в поверхностных техногенных отложениях, 3 — опасное в техногенных донных отложениях, 4 — опасное в воздухе, 5 — опасное в почвах, 6 — опасное в донных отложениях; 7 — состав элементов-загрязнителей (индекс элемента и коэффициент его концентрации); экологическая обстановка: 8 — удовлетворительная, 9–10 — относительно удовлетворительная, 11–13 — напряженная, 14 — критическая, 15 — чрезвычайная, 16 — экологического бедствия

1. Балльная оценка качества природных ресурсов и относительной стоимости земли

Но- мера вы- де- лов	Тип функцио- нального использова- ния земель	Баллы качества	Корректирующие коэффициенты		Балл ка- чества с учетом коэффици- ента	Балл стои- мости	Относи- тельная стои- мость	Ценность земли	Относительная стоимость и ценность земли для возможных альтерна- тивных вариантов использования земель	
			нарушен- ности структуры	экологи- ческой безопас- ности					Стоимость	Ценность
1	Пашня	150	0,5	1	75	68	5100	Высокая	750	Низкая
2	»	150	0,5	0,9	67,5	68	4590	»	675	»
3	»	80	0,5	0,9	36	11	396	Низкая	675	»
4	»	80	0,5	0,7	28	11	308	»	525	»
5	Огород	80	0,5	1	40	11	440	»	Нет	—
6	»	80	0,5	0,9	36	11	396	»	Нет	—
7	»	80	0,5	0,7	28	11	308	»	Нет	—
8	Пастбище	40	0,7	1	28	2	56	»	616—1050	Средняя
9	»	40	0,7	0,9	25,2	2	304	»	554,4—945	Низкая
10	»	40	0,7	0,7	19,6	2	39,2	»	431,2—725	»
11	»	40	0,7	0,2	19,6	2	39,2	»	123,2—210	»
12	Сенокос	60	1,2	0,7	50,4	22	1100	Средняя	67,2—6300	Высокая
13	»	40	1,2	1	48	5	240	Низкая	Нет	—
14	»	40	1,2	0,9	43,2	5	216	»	Нет	—
15	Лес	100	1,2	1	120	5	600	»	96	Низкая
16	Селитба	30	0,4	0,7	8,4	50	420	»	Нет	—
17	»	30	0,4	0,2	2,4	50	120	»	Нет	—
18	»	30	0,4	0,1	1,2	50	60	»	Нет	—
19	ГРП	500	0,6	0,5	150	100	1500	Средняя	6000	Высокая
20	Рекреация	150	1,4	1	168	50	8400	Высокая	540—3450	»
21	»	150	1,4	0,7	117,6	50	5880	»	378—2415	Средняя
22	Добыча	2000	0,1	0,1	20	300	6000	»	Нет	—
23	полезных	1500	0,1	0,2	30	300	9000	»	Нет	—
24	ископаемых	1000	0,1	0,1	10	200	2000	Средняя	Нет	—
25	То же	1000	0,1	0,7	70	200	14000	Высокая	Нет	—
26	»	500	0,1	0,2	10	100	1000	Средняя	Нет	—
27	»	10	0,3	0,9	2,7	1	2,7	Низкая	Нет	—

рактерна для территорий обрабатываемых месторождений россыпного золота. Высокая интенсивность загрязнения — результат деятельности горнодобывающих предприятий на соседних участках с загрязнением атмосферного воздуха. Содержание мышьяка в воздухе до 4 ПДК, кадмия до 3. Непосредственно с добычей золота связано загрязнение техногенных отложений, которые когда-то были донными ($Z_c = 22$).

Экологическая ситуация аналогичных территорий, но не находящихся под воздействием горнодобывающих предприятий, определена как напряженная и связана с загрязнением техногенных отложений. За дамбой, где проведена рекультивация, экологическая обстановка становится удовлетворительной.

Критическая экологическая ситуация на участках добычи золота гидромеханическим способом определена как опасная по уровню загрязнения атмосферного воздуха соседних территорий (содержание мышьяка в воздухе 2—5 ПДК, ртути 1,5 ПДК, молибдена 2 ПДК). А объем загрязнения (поверхностных и донных отложений) зависит от способа добычи. Элементы-загрязнители техногенных отложений — ванадий, бор, вольфрам, свинец.

Умеренно опасное загрязнение техногенных отложений ($Z_c = 25 \div 27$) и напряженная экологическая обстановка связаны с добычей монацита. Элементы-загрязнители — ванадий, торий, олово, свинец.

Территории поисковых и поисково-оценочных работ характеризуются напряженной

экологической обстановкой (Z_c почв — 18, донных отложений — 33).

По мере удаления от основных источников загрязнения экологическая ситуация постепенно улучшается от напряженной до относительно удовлетворительной и удовлетвори-тельной.

Оценка относительной стоимости земель осуществлялась по следующей схеме: балльная оценка качества природных ресурсов; корректировка балльной оценки с учетом степени нарушения естественной структуры (морфологии) природной среды и экологического состояния; балльная оценка минимальной стоимости земли по существующему типу ее использования; балльная оценка минимальной стоимости земли для возможных (других) вариантов ее использования.

Балльная оценка качества природных ресурсов (табл. 1) выполнялась экспертным путем и опиралась на приведенные выше результаты геохимического картирования для сельскохозяйственных, геологоразведочных и добывающих территорий.

Балл качества природных ресурсов лесохозяйственных территорий исчислялся главным образом через бонитет и состав лесов. Особое место в оценке занимают селитебные территории, балл значимости которых прямо не зависит от природно-ресурсного потенциала. В связи с отсутствием промышленных предприятий при оценке эти земли идентифицировались с землями под застройку, т.е. в большей степени учитывалось их геоморфологическое положение.

2. Коэффициент нарушенности структуры природной среды в зависимости от функционального типа использования земель

Функциональный тип земле- пользования	Относительный объем нарушений	Интенсивность нарушений		
		Слабая	Средняя	Сильная
Заповедный	Практически отсутствует		1,5	
Рекреационный	Ограниченный	1,4	1,3	1,2
Лесохозяйственный	«	1,2	1,1	1,0
Сельскохозяйственный	Значительный	1,2—0,7	0,6—0,5	0,4—0,3
Геологоразведочный	«	0,6	0,5	0,4
Селитебный	Полный	0,4	0,3	0,2
Добывающий	«	0,3	0,2	0,1

Менее всего разработана и определена балльная оценка ресурсного потенциала рекреационных территорий. При формировании этого балла эксперты учитывают наличие и характер водных объектов, минеральных источников, домов отдыха, культурно-исторических объектов, памятников природы и т.п.

Заметим, что при существующем подходе балл качества потенциала геологоразведочных и особенно добывающих территорий всегда оказывается на один-два порядка выше всех остальных, а балл рекреационных территорий явно занижен.

Корректировка балла качества природных ресурсов осуществляется путем введения коэффициентов нарушенности естественной структуры среды и экологической безопасности.

Коэффициент нарушенности колеблется от 1,5 до 0,1 и определяется объемом и интенсивностью преобразования природной среды (табл. 2). Эта информация вытекает из карт функционального зонирования. На территориях лесохозяйственного типа структура наиболее близка к естественной. Объем нарушений весьма ограничен и касается растительности и уровня грунтовых вод. На территориях сельскохозяйственного типа добавляется деформация почвенного покрова. Процессы урбанизации и добычи полезных ископаемых деструктивно действуют на все природные типы, включая литогенную основу.

В каждом из трех рассмотренных случаев можно выделить три уровня интенсивности нарушений: слабую, среднюю и сильную. Например, первый уровень для лесохозяйственного типа связан с охранными лесами, второй — с эксплуатационно-защитными, третий — с промышленно освоенными лесами. Для сельскохозяйственных территорий указанным уровням соответствуют следующие категории земель: необрабатываемые (луга, пастбища); обрабатываемые (пашни, огороды, сады); ирригационные. Последние, по сути, представляют уже техногенные системы, управляемые человеком.

Коэффициент экологической безопасности присваивается в соответствии с геохимической оценкой экологического состояния территории. При удовлетворительном состоянии коэффициент равен 1, относительно удовлетворительном — 0,9, напряженном — 0,7, критическом — 0,5, чрезвычайном — 0,2, экологического бедствия — 0,1.

Корректировка балла качества природных ресурсов наряду с получением более точных оценок позволяет в дальнейшем снивелиро-

вать огромную разницу между стоимостью рудных и остальных природных ресурсов.

Переход от балльной оценки качества природных ресурсов к количественной оценке стоимости земли возможен, когда известна стоимость 1 га земли. Однако этот показатель весьма конъюнктурный и нередко отражает биржевую стоимость на данный момент без учета реальных природных ресурсов и экологического состояния. В случае отсутствия указанных данных приемлемы усредненные балльные оценки стоимости природного потенциала с учетом различных экономических показателей. Например, относительные стоимостные баллы сельскохозяйственных угодий (по данным Госагропрома СССР на 1989 г.) складываются, исходя из продуктивности угодий, стоимости валовой продукции, окупаемости затрат, дифференцированного дохода, себестоимости производства продукции, фонемкости производства продукции.

Относительные стоимостные баллы территорий горной добычи учитывают рентабельность запасов, кондиции, условную стоимость руды или концентрата. Аналогичным образом получены «условные» баллы по каждому виду недропользования (функциональному типу использования земель). Умножение этих баллов стоимости на балл качества природных ресурсов (с учетом корректирующих коэффициентов) позволяет получить балльную оценку относительной стоимости и ценности земли. Ценность земли, соответствующая баллу относительной стоимости менее 1000, относится к разряду низкой, 1000—3000 — средней, более 3000 — высокой (см. табл. 1).

Дополнительно по приведенной выше схеме выполнена оценка относительной стоимости и ценности земли для возможных альтернативных вариантов использования земель (см. табл. 1), т.е., по сути, установлена целесообразность переориентировки на другой тип функционального использования земель (рис. 4). Расчеты показали: не все земли используются с максимальной выгодой; при расчете минимальной оценочной стоимости земли, т.е. минимальной цены, ниже которой невозможна ее продажа (стартовые размеры цены при аукционах, цена земли при залоговых операциях), необходимо исходить из цены наиболее рентабельного варианта ее возможного использования.

Таким образом, комплексная оценка на основе балльного подхода, учитывающего как качество различных ресурсов, так и состояние природной среды, позволяет полу-

чить относительную стоимость различных выделов и может применяться для их ориентировочного экономического сравнения. Принимая во внимание то, что многофакторная вариантная эколого-экономическая оценка территорий весьма актуальна, она, несомненно, должна отражать и ряд дополнительных факторов.

В серьезной доработке нуждается экономическая оценка экологического состояния окружающей среды (штрафные санкции, стоимость рекультивации, плата за нормативные и сверхнормативные загрязнения и т.д.). При этом должны учитываться: степень токсичности химических элементов и соединений; количество загрязнителей, одновременно загрязняющих природную среду; характер ассоциаций химических элементов и соединений (эффект синергизма); количество загрязняющихся (загрязненных) компонентов природной среды, соотношение уровней и качества их загрязнения; динамика загрязнения (начинающееся, развивающееся, стабильное, остаточное и др.).

Также необходима доработка оценки баллов (или разработка иных подходов) при сопоставлении различных природных ресурсов

(минеральное сырье, лес, почва и т.д.). Следует каким-то образом учитывать, что, с одной стороны, минеральное сырье является невозобновимым природным ресурсом в отличие от леса или сельскохозяйственной продукции, выращиваемой на почвах. В этом случае, очевидно, стоимость однократно извлекаемой руды необходимо сравнивать со стоимостью многократно получаемой сельскохозяйственной продукции за длительный период времени, равный жизни многих поколений людей. С другой стороны, стоимость леса и других подобных природных ресурсов не исчерпывается суммой стоимости древесины, а содержит некую эколого-социальную составляющую, также нуждающуюся в экономической оценке.

Наконец, самое главное, принятый в настоящее время подход к оценке природных ресурсов, даже с учетом стоимости рекультивационных работ и различных экологических выплат, вполне позволяет при наличии даже небольшого по запасам месторождения нефти, золота или других полезных ископаемых доказать рентабельность их отработки и в результате загубить в ряде случаев уникальные природные объекты. Отсюда ясно, что

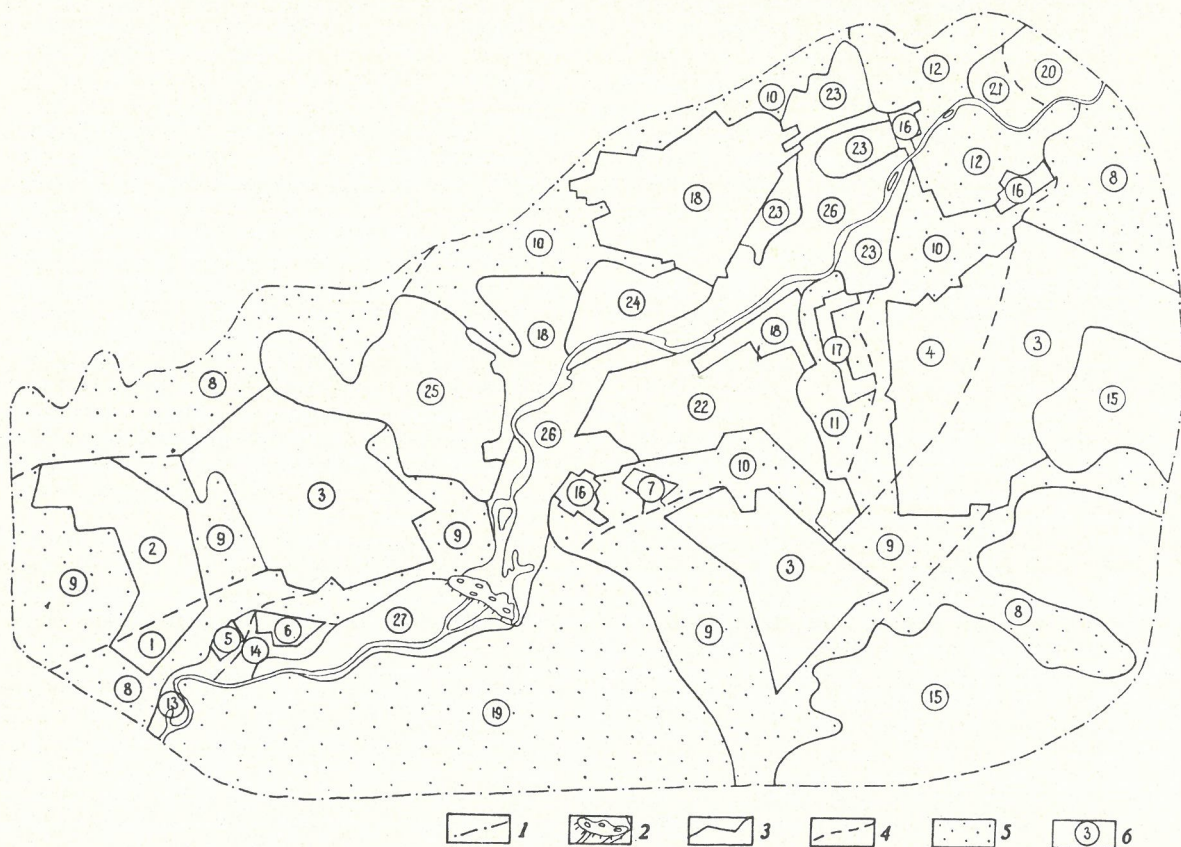


Рис. 4. Выделы, в пределах которых проводился расчет качества природных ресурсов и относительной стоимости земли:

1 — граница административного района; 2 — дамба; 3 — граница различных типов функционального использования земель; 4 — граница различного экологического состояния природной среды; 5 — территории, относительная стоимость которых должна определяться с учетом возможных альтернативных вариантов функционального использования земель; 6 — номера выделов, см. табл. 1

необходима разработка принципиально новой методики экспертной экономической оценки стоимости природных объектов, дифференцированной в зависимости от их социальной значимости. Тогда наличие на ценной с социально-экологических позиций территории практически любого месторождения не позволит сделать рентабельным его освоение общепринятыми в нашей стране методами.

Очевидно, что решение всех перечисленных проблем требует специального нового исследования.

Настоящая статья открывает серию публикаций, в которых планируется более подро-

ное освещение отдельных аспектов многоцелевого геохимического картирования: ландшафтно-геохимические основы, подходы к функциональному зонированию, оценка минерагенического потенциала перспективных площадей, эколого-геохимического состояния территорий, агрогеохимического потенциала сельскохозяйственных земель и др. Предполагается показать, с одной стороны, самостоятельные возможности каждого из указанных направлений, а с другой — их комплексирование для создания объективной количественной геохимической основы карты рационального природопользования.

Металлогения и минерагения

УДК 551.248.1

© А. В. Сагир, 1997

Особенности развития и металлогения Сетте-Дабанского палеорифта

А. В. САГИР (ГТГП «Аллах-Юньское»)

Впервые анализ развития среднепалеозойских рифтовых систем востока Сибирской платформы был сделан К. К. Левашовым [4, 5], выделившим на ее юго-восточной окраине Сетте-Дабанский палеорифт. В последующих работах В. И. Коростелева [2], В. А. Янжин-шина [8] история развития Южного Верхоянья рассматривалась с точки зрения геосинклинальной концепции, и среднепалеозойский этап характеризовался ими как орогенный. В работах Г. С. Гусева и Л. М. Парфенова история развития Сетте-Дабанского поднятия в среднепалеозойский период рассматривается как внутриконтинентальное рифтообразование. Региональная рифтогенная геодинамическая обстановка обосновывалась главным образом характеристикой основного магматизма и лишь отчасти литолого-фациальным анализом осадочных отложений. Цель настоящей работы — изучение внутренней структуры Сетте-Дабанского палеорифта в девон-раннекаменноугольный период, особенностей его развития и металлогении, т. е. крупномасштабное картирование, проведенное в последнее десятилетие, позволило собрать достаточно богатый материал, подтверждающий рифтогенный характер развития Сетте-Дабана в среднем палеозое.

Сетте-Дабанский палеорифт в виде коллоидного уступа протягивается на 600 км по восточному обрамлению Сибирской платформы от р. Томпо на севере до р. Юдома на юге. В современной структуре Южного Верхоянья Сетте-Дабанский палеорифт, выделяемый как Томпо-Юдомское поднятие Сетте-Дабанского горст-антиклинория [8], представляет собой сложное складчато-блоковое сооружение мезозойского орогенного этапа. Несмотря на это, в разрезе отложений от венда до нижнего карбона, слагающих Сетте-Дабанский палеорифт, можно доста-

точно отчетливо проследить такие геодинамические обстановки развития, как пассивная континентальная окраина, охватывающая интервал времени от венда до позднего силура, и внутриконтинентальное рифтообразование девон-раннекаменноугольного (турнейского) периода. За этот период в пределах раннепалеозойского субокеанического бассейна накопилась толща терригенно-карбонатных отложений мощностью до 5–6 км.

Геодинамическая обстановка в позднем силуре сопровождалась мощным тепловым потоком и подъемом мантийных диапиров в тыловых частях Сибирской и Охотской плит, обусловивших формирование сводового поднятия [1]. Одним из таких диапиров типа «горячей точки» можно считать предполагаемую интрузию основного состава в районе Хандыгской магнитной аномалии диаметром более 50 км [7]. С этой «горячей точкой» связывается заложение вдоль восточного края Сибирской плиты «трехлучевой» внутриконтинентальной рифтовой системы. Южный, субмеридиональный, «луч» системы представляет Сетте-Дабанский палеорифт, внешними поднятиями которого являлись Сибирская и Охотская плиты. Формирование позднесилурийского сводового поднятия сопровождалось образованием складок, разрывных нарушений и завершилось пенепленизацией свода. В пределах Сетте-Дабанского поднятия на различных горизонтах дислоцированной карбонатной толщи позднего ордовика — силура наблюдаются позднесилурийская кора выветривания, палеокарстовые образования и эвапориты мощностью 0–450 м.

В раннем девоне в зонах влияния крупных глубинных расколов свода началось заложение серии протяженных линейных грабен, положивших начало формированию Сетте-Дабанского палеорифта. На основании ре-

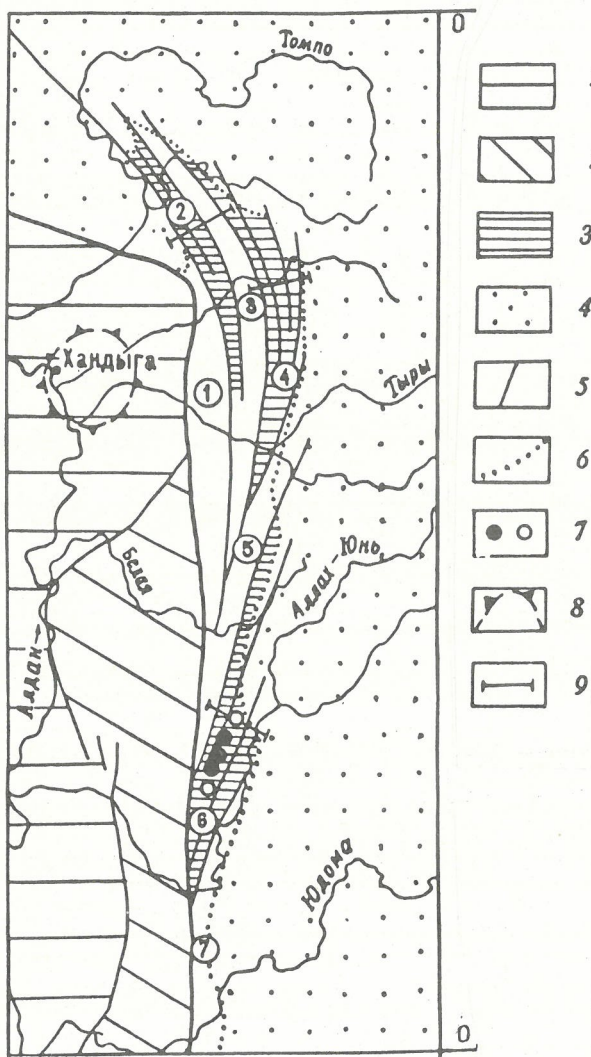


Рис. 1. Строение Сетте-Дабанского палеорифта:

1 — Сибирская платформа; 2 — Кылахское поднятие; 3 — площади распространения девонских отложений; 4 — отложения верхоянского терригенного комплекса; 5 — границы структур и блоков; 6 — граница основания верхоянского терригенного комплекса; 7 — массивы ультраосновных щелочных пород с карбонатами (а — вскрытые, б — нескрытые); 8 — предполагаемый мантийный диапир («горячая точка»); 9 — палеотектонические профили; структуры палеорифта: палеорифтовые зоны — 2 — Джалканская, 4 — Хандыгская, 6 — Белореченская; палеоподнятия — 1 — Улахское, 3 — Ольчанское, 5 — Тыринское, 7 — Аканджинское

зультатов палеотектонического и литолого-фациального анализа развития последнего в девонский период были выделены Джалканская, Хандыгская и Белореченская палеорифтовые зоны, ограниченные Улахским, Ольчанским, Тыринским и Аканджинским палеоподнятиями (рис. 1, 2).

Джалканская палеорифтовая зона расположена в северо-западной части Сетте-Дабанского поднятия, протягивается от р.Ольчан в юго-восточном направлении до р.Восточная Хандыга. В раннем девоне структура представляла собой ступенчато погружающийся к

востоку грабен шириной 35–40 км. В наиболее опущенном восточном блоке грабена в это время накапливались темноцветные известняки и доломиты сетте-дабанской свиты мощностью до 450 м. В эйфельское время в опускание вовлекается все большая часть рифтовой зоны и происходит накопление светло-серых доломитов с редкими пластами красноцветных туфоалевролитов, туфоаргиллитов тихийской (томпонской) свиты мощностью до 60 м. Эти отложения согласно перекрывают сетте-дабанскую свиту и трансгрессивно залегают на палеокарстовых образованиях позднего силура. В это же время по глубинным расколам земной коры начались излияния базальтовых лав, сформировавших покров мощностью 50–200 м, состоящий из 4–7 лавовых потоков, разделенных пластами туфоалевролитов и конгломератов мощностью 0,5–2 м, сложенных хорошо окатанной галькой базальтов. Формирование тихийского покрова базальтов, перекрывшего всю площадь Джалканской рифтовой зоны, положено в основание магматического цикла, за которым последовали стабильное опускание структуры и накопление в ее границах серых известняков и доломитов загадочнинской свиты среднего девона (живет) мощностью до 100 м.

Второй магматический цикл начался в раннефранское время. В результате многократных подводных излияний образовался покров базальтов мощностью до 350–600 м, состоящий из 6–11 лавовых потоков, выделяемых по миндалекаменным (амигдалоидным) горизонтам, а иногда по разделяющим их пластам туфопесчаников, туфоалевролитов, известняков мощностью 1–3 м. Покров перекрывает толща зеленоцветных валунно-галечных конгломератов с базальтовой галькой, туфогравелитов, туфопесчаников и туфоизвестняков мощностью 30–180 м. В кровле этих отложений наблюдается покров базальтов мощностью 50–100 м. Описанная вулканогенно-осадочная толща объединяется в сегеняхскую свиту общей мощностью до 880 м. После завершения магматической активизации в пределах рифтовой зоны вновь наступает время спокойного прогибания и накопления темно-серых известняков, алевролитов и светлых доломитов маучанской свиты мощностью до 430 м.

Третий магматический цикл начался в раннем фамене подводными и поверхностными излияниями базальтовых лав курпанджинской свиты мощностью до 180 м. Покров состоит из шести лавовых потоков, разделенных в верхней части прослоями красноцветных туфоалевролитов и линзами базальтовых конгломератов мощностью 1–4 м. В базальтах покрова и в амигдалоидных горизонтах кровли отдельных потоков повсеместно отмечается тонкая вкрапленность самородной меди. Данный магматический цикл характеризуется интенсивным проявлением тектонической активности, а рифтовая зона приобретает отчетливое блоковое строение. Центральный ее блок приподнят и был областью палеоденудации, тогда как боковые опущенные блоки представляют собой облас-

ти осадконакопления. Здесь накапливались зеленоцветные известняки, туфопесчаники, туфоалевролиты и аргиллиты переломной свиты (350 м) и красноцветные песчаники, туфоалевролиты, известняки и медистые песчаники нижней (фаменской) части менкюленской свиты (350 м). Верхняя турнейская часть менкюленской свиты (300 м), сложенная красноцветными конгломератами, туфопесчаниками, алевролитами, известняками и медистыми песчаниками, трансгрессивно перекрыла все отложения рифтовой зоны. В центральной части рифтовой зоны, где тектоническая активность была наиболее интенсивной, накопление молассоидных отложений менкюленской свиты сопровождалось периодическими излияниями базальтовых лав, сформировавших покров мощностью 50—350 м с самородным медным оруденением (р. Джалкан).

Нижнекаменноугольные (визейские) сероцветные известняки, алевролиты, аргиллиты и конгломераты с угловым несогласием перекрывают пестроцветные фамен-нижнетурнейские отложения, постепенно заполняя рифтовую зону. Затухание рифтогенных процессов в пределах Джалканской палеорифтовой зоны происходило до среднекаменноугольного времени, что подтверждается наличием многочисленных прослоев туфов и редких пластовых и секущих интрузий габбро-диабазов среди визейских отложений зоны.

Таким образом, в Джалканской палеорифтовой зоне в девон-раннекаменноугольный период сформировался комплекс вулканогенно-осадочных формаций максимальной мощностью до 3,5 км. Мощность магматических пород зоны составляет 1450 м. В процессе осадконакопления и излияния базальтов в направлении к ограничивающим рифтовую зону палеоподнятиям мощность девонских отложений постепенно сокращалась, вплоть до полного их выклинивания, в результате чего сформировалась конседимента-

ционная складчатость, осложненная в центральной части рифтовой зоны магмоконтролирующими разломами с амплитудой 0,2—1,2 км.

Отличительными особенностями Джалканской палеорифтовой зоны, помимо своеобразного фациального типа осадочных образований, объединяемых в джалканский тип разреза девонских отложений, являются интенсивный базальтоидный магматизм и парагенетически связанное с ним богатое медное оруденение.

Установлено, что все магматические породы Джалканской палеорифтовой зоны имеют повышенную меденосность, достигающую 0,017—0,0152 %. В то же время, в фамен-нижнетурнейских покровах базальтов в кровле отдельных потоков выделяются амигдалоидные горизонты, в которых средние содержания меди в 2—400 раз превышают таковые центральных и афировых частей потоков. Рудная минерализация на этих участках представлена тонкой вкрапленностью и прожилками самородной меди, образующими стратифицированные рудоносные горизонты с содержаниями меди 0,5—6 % (Джалканское проявление, тип Верхнего Озера — США).

Высокие содержания меди в базальтах и постмагматических гидротермах, фиксируемых вдоль зон крупных магмоконтролирующих нарушений, глубокий размыв покровов базальтов фамен-раннетурнейского возраста на внутренних поднятиях палеорифтовой зоны обусловили формирование во внутри-рифтовых седиментационных впадинах горизонтов медистых песчаников с халькозин-борнит-халькопиритовой минерализацией (Курпанджинское месторождение, тип Уайт-Пайн — США). Минералого-геохимические особенности пестроцветных отложений менкюленской свиты, вмещающей стратифицированные меденосные горизонты, подтверждают парагенетическую связь медного оруде-

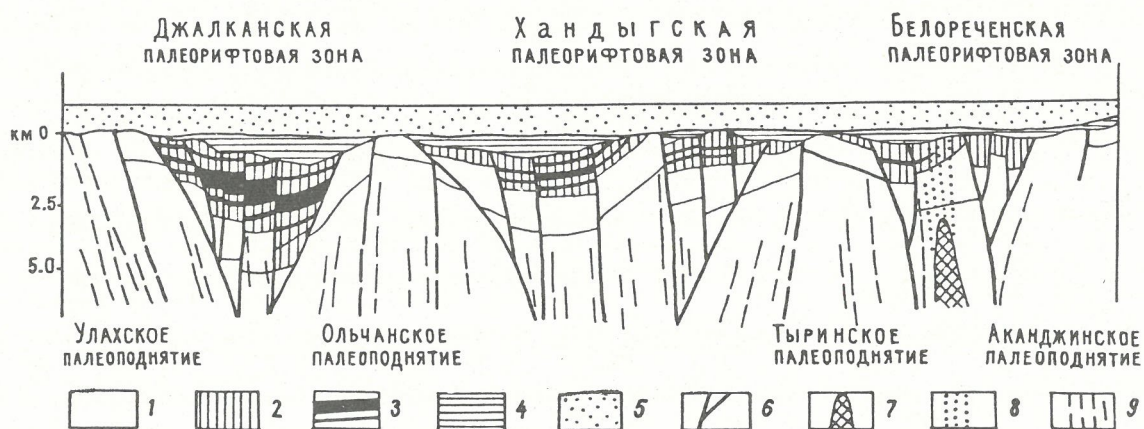


Рис. 2. Палеотектонический профиль через Сетте-Дабанский палеорифт:

1 — ордовикско-силурийские отложения; 2 — девон-нижнекаменноугольная пестроцветная вулканогенно-терригенно-карбонатная толща; 3 — покровы базальтов; 4 — нижнекаменноугольная (визейская) терригенно-карбонатная толща; 5 — среднекаменноугольные отложения верхоянского терригенного комплекса; 6 — разрывные нарушения; 7 — массив ультраосновных щелочных пород с карбонатами; 8 — дайки щелочных пикритов, сиенитов, трубки взрыва и трещинные тела эруптивных брекчий; 9 — дайки диабазов

нения в них с магматическими образованиями палеорифтовой зоны.

Хандыгская палеорифтовая зона выделяется по северо-восточному краю Сетте-Дабанского поднятия от р. Менкюле на севере до р. Тыры на юге. Ширина палеорифтовой зоны достигала в девонский период 70—80 км. В раннем девоне в пределах зоны накапливались черноцветные известняки, алевролиты, аргиллиты и доломиты сетте-дабанской свиты мощностью до 400 м. В поздний эмс-эйфель начались тектоно-магматическая активизация и накопление пестроцветных туфопесчаников, конгломератов, известняков, туфоалевролитов, гипсов, доломитов и мергелей тихийской свиты. Среди отложений свиты отмечаются покровы базальтов мощностью 5—40 м и стратифицированные горизонты медистых песчаников с халькозин-борнит-халькопиритовой минерализацией. Первый магматический цикл завершается накоплением сероцветных известняков и доломитов загадочнинской свиты (живет) мощностью 100—320 м, в разрезе которых иногда встречаются линзы гипсов и ангидритов мощностью до 80 м.

Второй, раннефранский, магматический цикл сформировал серию покровов базальтовых порфиритов суммарной мощностью 125—250 м. Лавовые потоки и покровы чередуются с пластами и пачками пестроцветных туфопесчаников, туфоалевролитов и известняков, объединяемых в сегеняскую свиту, мощность которой в пределах рифтовой зоны достигает 350 м. В вулканогенно-осадочных образованиях этой толщи прослеживаются стратифицированные горизонты медистых песчаников с борнит-халькопиритовой минерализацией. Разрез франских отложений венчают сероцветные известняки, доломиты и песчаники маучанской, троговской и коралловой свит мощностью до 950 м.

Третий магматический цикл начался в раннем фамене и выразился многократными излияниями базальтов мощностью 30—200 м. В базальтах этого уровня отмечается тонкая вкрапленность самородной меди, а в надпокровной части базальтов — стратифицированные горизонты с халькозин-борнит-халькопиритовой минерализацией.

Высокая тектоническая активность этого времени обусловила тектоническую неоднородность внутреннего строения Хандыгской палеоструктуры и как следствие — существенные фациальные различия фаменских отложений внутри палеорифтовой зоны. Так, в бассейне р. Сегенях они представлены зеленой и сероцветной толщей известняков, доломитов, песчаников, мергелей, линзами гипсов и покровами базальтов в нижней и верхней частях разреза. Мощность их составляет 850 м. В бассейне р. Ньюкуння фаменские отложения сложены темно-серыми известняками, конгломератами, олистостромами, алевролитами, песчаниками, доломитами и гипсами мощностью 400—500 м. В основании и средней части разреза наблюдаются маломощные (3—50 м) непротяженные покровы базальтов.

Нижнетурнейские пестроцветные песча-

ники, известняки, доломиты, алевролиты и конгломераты янской свиты мощностью до 100 м и верхнетурнейские сероцветные известняки хамамытской свиты мощностью до 350 м трансгрессивно перекрыли девонские отложения рифтовой зоны, не выходя за ее пределы. Лишь визейские отложения куранахской свиты несогласно перекрывают отложения палеорифтовой зоны, распространяясь и на ограничивающие ее палеоподнятия.

Максимальная мощность разреза девонской вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи в пределах палеоструктуры оценивается в 2,5—3 км. Эффузивный магматизм по сравнению с Джалканской палеорифтовой зоной проявлен менее интенсивно. Суммарная мощность базальтов, излившихся за три магматических цикла, около 300 м. В покровах базальтов повсеместно отмечается сульфидная медная минерализация, а в покрове фаменского уровня и самородное медное оруденение. С базальтоидами парагенетически и пространственно связано стратифицированное медное оруденение в песчаниках среди пестроцветных отложений палеоструктуры.

В пределах Хандыгской палеорифтовой зоны выделено большинство стратотипов девонских отложений (восточно-хандыгский тип разреза). И хотя многими исследователями отмечались фациальные различия девонских отложений в разных частях Сетте-Дабанского поднятия и выделялись новые свиты, названия большинства свит были распространены на всю территорию Сетте-Дабана.

Белореченская палеорифтовая зона протягивается по юго-восточному краю Сетте-Дабанского поднятия от верховьев р. Бурхалы на севере до р. Байагантай на юге. В девон-раннекаменноугольный (турнейский) период структура представляла собой конседиментационный грабен шириной 45—50 км с неоднородным внутренним строением, что при дальнейшем развитии палеорифтовой зоны обусловило фациальную изменчивость девонских отложений в ее пределах.

На ранней стадии развития (ранний девон) Белореченская палеорифтовая зона имела два опущенных субпараллельных блока, разделенных центральным горстообразным поднятием. В опущенных блоках (западном — Бурхалинском и восточном — Аллах-Юньском) накапливались сероцветные известняки, доломиты, алевролиты и аргиллиты сетте-дабанской свиты. В пределах центрального Лединского блока продолжались процессы карстования и эрозии, начавшиеся еще в позднесилурийское время. К позднему эмсу тектоно-магматическая активизация усилилась, что проявилось во внедрении интрузий гипербазитов и в резкой смене обстановки осадконакопления. В пределах Лединского и Бурхалинского блоков на протяжении эмс-эйфель-живетского времени накапливались красноцветные конгломераты, гравелиты, конглобрекчии, доломиты, песчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты и туфы щелочных трахитов розовской свиты мощ-

ностью 100—250 м. В Аллах-Юньской зоне отмечаются лишь живецкие отложения ши-рокинской свиты, представленные сероцвет-ными известняками и доломитами мощно-стью до 200 м.

В раннем флане в западной части рифто-вой зоны начались излияния базальтов, сформировавших три покрова общей мощ-ностью 30—50 м, разделенных и перекрытых зеленоцветными туфопесчаниками, туфо-алевролитами, туфитами, известняками и конгломератами, выделяемые как сегенях-ская свита. Общая мощность вулканогенно-осадочной толщи составляет 150 м и сокра-щается до полного выклинивания при при-ближении к Лединскому блоку и Тиринско-му палеоподнятию. Вышележащие франские отложения рифтовой зоны представлены в Бурхалинской и Лединской фациальных зонах зеленоцветной толщей доломитов, пес-чаников, известняков, гравелитов и туфолав левосахаринской свиты мощностью до 250 м, в Аллах-Юньской — толщей зеленоцветных известняков, доломитов и аргиллитов пик-ской свиты мощностью до 350 м. Фаменские отложения Белореченской рифтовой зоны представлены в Бурхалинском и Лединском блоках доломитами, известняками и песча-никами накалинской свиты мощностью до 450 м, в Аллах-Юньском — известняками с прослоями доломитов и песчаников паутской свиты мощностью 600 м.

Неоднородность тектонического строения рифтовой зоны обусловила некоторые фаци-альные различия девонских отложений в ее пределах, выделяемых как бурхалинский и аллах-юньский типы разрезов.

Раннетурнейский этап развития рифтовой зоны характеризуется накоплением пестро-цветной молассы якуской свиты мощностью до 300 м. Свита сложена преимущественно конгломератами, чередующимися с пластами доломитов, песчаников и известняков. Верх-нетурнейские сероцветные известняки хама-мытской свиты несогласно перекрыли раз-личные горизонты девон-нижнетурнейских отложений и не распространяются за преде-лы палеорифтовой зоны. И только визейские отложения куранахской свиты трансгрессив-но перекрывают как отложения палеорифто-вой зоны, так и ограничивающие ее палео-поднятия.

Мощность девон-нижнекаменноугольных отложений Белореченской палеорифтовой зоны 1,2—2,5 км. Базальтоидный магматизм проявлен незначительно и выразился в фор-мировании лишь франского покрова базаль-тов мощностью до 50—80 м. В связи с незна-чительным проявлением эффузивного маг-матизма в пределах палеоструктуры отмеча-ются лишь маломощные стратифицирован-ные горизонты с убогой сульфидной минерал-изацией.

В процессе развития палеорифтовой зоны сформировалась конседиментационная складчатость, осложненная тектоническими нарушениями, которые фиксируются под не-согласиями в основании хамамытской и ку-ранахской свит нижнего карбона.

Отличительная особенность Белоречен-

ской палеорифтовой зоны — наличие ледин-ского комплекса ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, несущими редкоче-металльно-редкоземельное оруденение. Ниж-ний возрастной предел образования ком-плекса проблематичен и условно связывается с началом тектоно-магматической активиза-ции в позднем эмсе раннего девона, когда в пределах центрального Лединского блока па-леорифтовой зоны произошло внедрение ряда интрузий ультрабазитов. Выделяются четыре фазы становления комплекса ультра-основных щелочных пород и карбонатитов.

В первую фазу внедрялись дуниты, перкриты (роговообманковые пироксениты, горнбленди-ты). Одновременно с внедрением центральных интрузий ультрабазитов происходило внедре-ние серии даек щелочных и субщелочных пик-ритов (левосахаринский комплекс), сформиро-вавших дайковый пояс протяженностью более 150 км при ширине 5—10 км, который просле-живается от р. Правый Суордах на севере до р. Байагантай на юге. По петрохимическим осо-бенностям пикриты очень близки к кимберли-там и лампроитам. Установлены также трещин-ные тела и трубки взрыва, выполненные эруп-тивной брекчией ультраосновного и щелочного состава калиевой серии. В ручьях, дренирую-щих пояс ультраосновных пород, фиксируются минералы-спутники алмазов — пикроильме-нит и хромшпинелиды. Известны также еди-ничные находки и самих алмазов. Все это одно-значно указывает на потенциальную алмазо-носность Белореченской палеоструктуры, кото-рая в этом отношении до настоящего времени остается не изученной [3].

Во вторую фазу внедрялись ультраоснов-ные и основные фойдолиты (якупирангиты, мельтейгиты, уртиты, ийолиты) с высокой концентрацией редкометалльных и редкоче-мельных элементов.

В третью (позднефранскую) фазу в консо-лидированные интрузии ультраосновного со-става внедрились сиениты, которые, проры-вая и метасоматически изменяя ранее сфор-мированные породы, наращивали внутрен-ние и апикальные части интрузий. Постоян-но нарастающее внутреннее напряжение при небольшой глубине формирования комплек-са (2,5—2,8 км) способствовало образованию линейных трещинных зон и трубок взрыва, по которым быстро поднималась щелочная магма и выбрасывалась на поверхность в виде потоков эффузивно-обломочных ксено-кластитов, эксплозивно-обломочных ксенотуфов, пирокластолитов, наблюдаемых в кровле франских (или основании фамен-ских) отложений. Над нескрытыми интру-зиями ультрабазитов в отложениях лабыстас-кой свиты среднего ордовика выделяются надынтрузивные ореолы (2,5х5 км) гидротер-мально-метасоматически измененных пород анкеритовой фации. В пределах этих ореолов распространены дайки ричесорритов, миаски-тов, тенсбергитов, нефелиновых сиенит-пор-фиров, мелафонолитов, лейцитовых фоноли-тов, трахифонолитов и щелочных трахитов.

В четвертую фазу сформировались карбо-натиты как внутри интрузий, так и в надынт-рузивной зоне гидротермально-метасомати-

чески измененных пород (лединская группа месторождений). Выделяются карбонатиты пироксен-кальцитовый, амфибол-доломит-кальцитовый фаций с тантал-ниобиевым оруденением и карбонатиты анкеритовой фации с тантан-цериевым оруденением.

Таким образом, лединский комплекс можно рассматривать как единый полифациальный ряд пород от плутонических до гипабиссальных, субвулканических и вулканических, включая метасоматические карбонатиты. Основные фазы становления комплекса связываются с тремя циклами тектономагматической активизации Сетте-Дабанского палеорифта.

Палеоподнятия, существовавшие на протяжении всего этапа внутриконтинентального рифтообразования, подтверждают обособленность и своеобразие развития выделенных палеорифтовых зон.

Улахское палеоподнятия, ограничивающее Джалканскую палеорифтовую зону с запада, на протяжении девонского периода представляло собой область интенсивной палеоденудации. Здесь процессы рифтогенеза проявились формированием мощного дайкового пояса. Насыщенность ордовикских отложений дайками диабазов в пределах палеоподнятия достигает нескольких десятков на 1 км. Среднекаменноугольные терригенные отложения имтаджинской свиты с базальными конгломератами в основании трансгрессивно перекрыли размытую поверхность палеоподнятия, залегающая на нижне-среднеордовикских известняках, пронизанных дайками диабазов. Мощность эродированных на палеоподнятии отложений 3—4 км.

Ольчанское палеоподнятия, разделяющее Джалканскую и Хандыгскую палеорифтовые зоны, уже с раннего девона представляло собой приподнятую структуру, в пределах которой отсутствуют отложения сетте-дабанской свиты. В среднем девоне в пределах палеоподнятия накапливалась 150-метровая толща пестроцветных конгломератов, гравелитов, доломитов, алевролитов и гипсов, которые перекрыли покров базальтов мощностью до 80 м. На этих базальтах, а местами на пестроцветных отложениях среднего девона несогласно залегает визейская толща темносерых известняков и алевролитов куранаской свиты. В основании нижнекаменноугольных отложений по р. Ольчан наблюдается древняя кора выветривания мощностью до 5 м, развитая по базальтам.

Ордовикские отложения в пределах палеоподнятия интенсивно насыщены дайками диабазов, образующими линейно ориентированный дайковый пояс по обрамлению палеорифтовых зон. Их число варьирует от единиц до нескольких десятков на 1 км.

Тыринское палеоподнятия, разделяющее Хандыгскую и Белореченскую палеорифтовые зоны, выделяется по несогласному залеганию нижнекаменноугольной (визейской) толщи с конгломератами и олистостромами в основании на силурийских и резко сокращенных в мощности нижне-верхнедевонских (франских) отложениях (суммарная мощность девонских отложений 200—300 м). Это

свидетельствует о том, что в девоне на протяжении активной рифтовой деятельности данная область представляла собой относительное палеоподнятия, в пределах которого происходило незначительное осадконакопление, развивались процессы эрозии и денудации.

Аканджинское палеоподнятия ограничивает Белореченскую палеорифтовую зону с востока. С позднего силура и до позднетурнейского времени оно являлось областью эрозии и денудации. В пределах палеоподнятия на размытой поверхности дислоцированных ордовикских и силурийских отложений трансгрессивно залегают темноцветные конгломераты, известняки, алевролиты и песчаники аканджинской толщи визейского возраста. Девонские отложения развиты локально, сложены преимущественно доломитовой толщей мощностью до 120—250 м и не сопоставляются по литологии с известными стратиграфическими подразделениями.

Таким образом, Сетте-Дабанский палеорифт — это серия линейных грабенов — Джалканский, Хандыгский, Белореченский, разделенных горстобразными поднятиями. Выделенные палеорифтовые зоны имеют следующие общие черты развития.

1. Накопление мощных толщ (1200—3500 м) девон-нижнекаменноугольных (турнейских) вулканогенно-терригенно-карбонатных отложений происходит только в пределах выделенных палеоструктур — конседиментационных грабенов. Мощность этих отложений на ограничивающих рифтовые зоны палеоподнятия сокращается до полного выклинивания и лишь в редких случаях составляет 100—250 м.

2. Эффузивный базальтоидный магматизм проявлен только в пределах выделенных палеорифтовых зон. Мощность покровов базальтов 300—1450 м. Базальты по петрохимическим особенностям относятся к формации субщелочных базальтов — трахибазальтов, характерных для континентальных рифтов.

3. В палеорифтовых зонах выделяются крупные рудоконтролирующие нарушения среднепалеозойского возраста, амплитуда которых достигает 0,2—1,2 км. Разломы отчетливо фиксируются под раннекаменноугольными (визейскими) и среднекаменноугольными несогласиями. Некоторые разрывные нарушения можно уверенно характеризовать как конседиментационные. Мощность девонских отложений постепенно, а в ряде случаев резко сокращается и даже обрывается при приближении к ним. Часть крупных разломов магмоконтролирующие и трассируются дайковыми поясами основного и ультраосновного состава и интрузиями центрального типа.

4. Во всех палеорифтовых зонах отчетливо выделяются три крупных тектономагматических цикла — позднеэмский-живетский, франский и фамен-раннетурнейский, в результате которых сформировался комплекс вулканогенно-терригенно-карбонатных отложений. Каждый цикл начинался тектонической активизацией с образованием глубоких расколов и излияниями базальтовых лав, а заканчивался прогибанием палеорифтовых долин и накоплением в их пределах пестро-

цветных моласс и мелководных морских терригенно-карбонатных отложений.

5. Каждый импульс тектоно-магматической активизации сопровождался внедрением серии даек, относимых к субщелочной габбро-диабазовой формации. Дайки образуют пояса вдоль главных магмоконтролирующих нарушений как в палеорифтовых зонах, так и на ограничивающих их палеоподнятиях.

6. Во всех палеорифтовых зонах отмечается парагенетическая связь медного оруденения в песчаниках с базальтоидным магматизмом [6], причем отчетливо устанавливается прямая зависимость богатства руд от интенсивности проявления эффузивного магматизма.

7. Полициклическое формирование палеорифтовых зон и высокая тектоническая активность этого периода обусловили неоднородность внутреннего строения палеоструктур, в результате чего даже в пределах одной палеорифтовой зоны наблюдаются и резкая смена мощностей вулканогенно-осадочных образований в разных тектонических блоках, и фациальные различия девонских отложений, выделяемых при картировании этих типов разрезов.

8. В процессе длительного полициклического тектоно-магматического развития палеорифтовых зон в них сформировалась конседиментационная складчатость, осложненная крупными магмоконтролирующими и конседиментационными разломами.

Выявленные особенности развития палеорифтовых зон и отдельных тектонических блоков в них позволяют четко установить границы фациальных типов и подтипов девонских отложений, которые необходимо характеризовать и выделять по принадлежности их к определенным палеоструктурам. Это даст

возможность определить региональные и, что наиболее важно, локальные факторы контроля стратифицированного медного оруденения: литолого-фациальный, тектонический и магматический. А принадлежность комплекса ультраосновных щелочных пород к Белореченской палеорифтовой зоне локализует территорию поисков редкометалльно-редкоземельного оруденения и алмазов. Изучение сложного внутреннего строения палеорифтовых зон позволит объективно прогнозировать ресурсы связанных с рифтогенезом полезных ископаемых и целенаправленно проводить поисковые работы в пределах Сетте-Дабанского поднятия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев Г.С., Петров А.Т., Фрадкин Г.С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. — М.: Недра, 1985.
2. Коростелев В.И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. — Новосибирск: Наука, 1982.
3. Левашов К.К. Проблема алмазности Сетте-Дабана // Докл. АН СССР. 1970. Т. 195. № 2. С. 426—428.
4. Левашов К.К. Среднепалеозойская рифтовая зона Сетте-Дабана // Докл. АН СССР. 1974. Т. 195. № 2. С. 426—428.
5. Левашов К.К. Палеорифтовая структура восточного обрамления Сибирской платформы // Советская геология. 1977. № 10. С. 59—75.
6. Соболев А.Е., Кутирев Э.И., Токсубаев А.И. Магматический контроль пластового медного оруденения Сетте-Дабанской зоны (Южное Верхоянье) // Геология рудных месторождений. 1984. Т. XXVI. С. 72—78.
7. Соболев А.Е. Хандыгская кольцевая тектономагматическая макроструктура // Геология и геофизика. 1985. № 3. С. 33—39.
8. Ян-жин-шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинария. — Якутск, 1983.

Рудные и нерудные месторождения

УДК 553.411+553.495 (571.6)

© А.М.Жирнов, 1997

Региональный прогноз золотых и золото-урановых объектов на юге Буреинского кратона

А.М.ЖИРНОВ (ИКАРП ДВО РАН)

Буреинский кратон — один из характерных регионов Дальнего Востока, геохимически специализированных на золото и уран [19, 21]. Он группируется совместно с Восточно-Алданским и Ханкайским золотоураноносными регионами в рамках геологической и металлоносной структуры существенно докембрийского происхождения — Верхояно-Буреино-Австралийского металлогенического пояса, составляющего внешнее звено Тихоокеанского рудного пояса [11, 24]. Южная часть кратона, известная под названием Хинганской металлогенической области, или Малого Хингана, отличается наиболее сложным геологическим строением вследствие

многократной активизации в протерозое и наиболее высокой концентрацией различных полезных ископаемых, в т.ч. крупного масштаба, сформировавшихся в различные геологические эпохи — в протерозое, палеозое, мезозое, кайнозое.

Золото и уран — типоморфные элементы территории. Золотоносные россыпи разрабатывались здесь с конца прошлого века. Известны, коренные проявления и месторождения золота. Урановые проявления и отдельные месторождения установлены при специализированных поисках последних десятилетий [16, 19]. Однако изученность территории в отношении данных металлов недостаточная

как в связи со сложными природно-ландшафтными условиями (наличие чехла рыхлых отложений, обводненность и др.), так и из-за отдаленных сроков проведения средне-масштабных геологических съемок (50–60-е годы и ранее). Данные прогнозно-металлогенических исследований последнего времени позволяют существенно расширить сложившиеся представления о перспективах золото-ураноносности рассматриваемого региона.

Формирование промышленных месторождений золота и урана происходит в определенных, нередко сходных, геологических обстановках, характеризующихся своеобразным строением и геодинамическим развитием земной коры, структурно-тектоническими особенностями рудоносных блоков и геохронологическим возрастом их консолидации, наличием определенных геологических формаций пород и др., и представляет собой заключительное звено серии взаимосвязанных магматических и тектоно-метасоматических процессов [19, 20, 23, 24]. И прежде всего, оно характерно для блоков ранней, архей-протерозойской, консолидации, под-

верженных последующей тектоно-магматической активизации. Поэтому для регионального прогноза важно знать геологические особенности конкретной территории.

Большую часть территории Малого Хингана на современном эрозионном срезе составляют палеозойские гранитоидные породы. Древние осадочно-метаморфические образования распространены в основном на юго-западе и юге региона в виде двух существенно различающихся по возрасту, литологическому составу и степени метаморфизма комплексов пород: древний фундамент архей-раннепротерозойского возраста в антиклинальных выступах и складчатый позднепротерозойский миогеосинклинальный комплекс в мульдообразных прогибах и трогах. Фундамент представлен архейскими метаморфическими породами (мощности 6 км): гранитоидными, гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами, амфиболитами с метаморфизмом пород в гранулитовой фации и раннепротерозойскими слюдяно-графитовыми сланцами, мигматитами, мраморами союзенской свиты с метаморфизмом амфи-

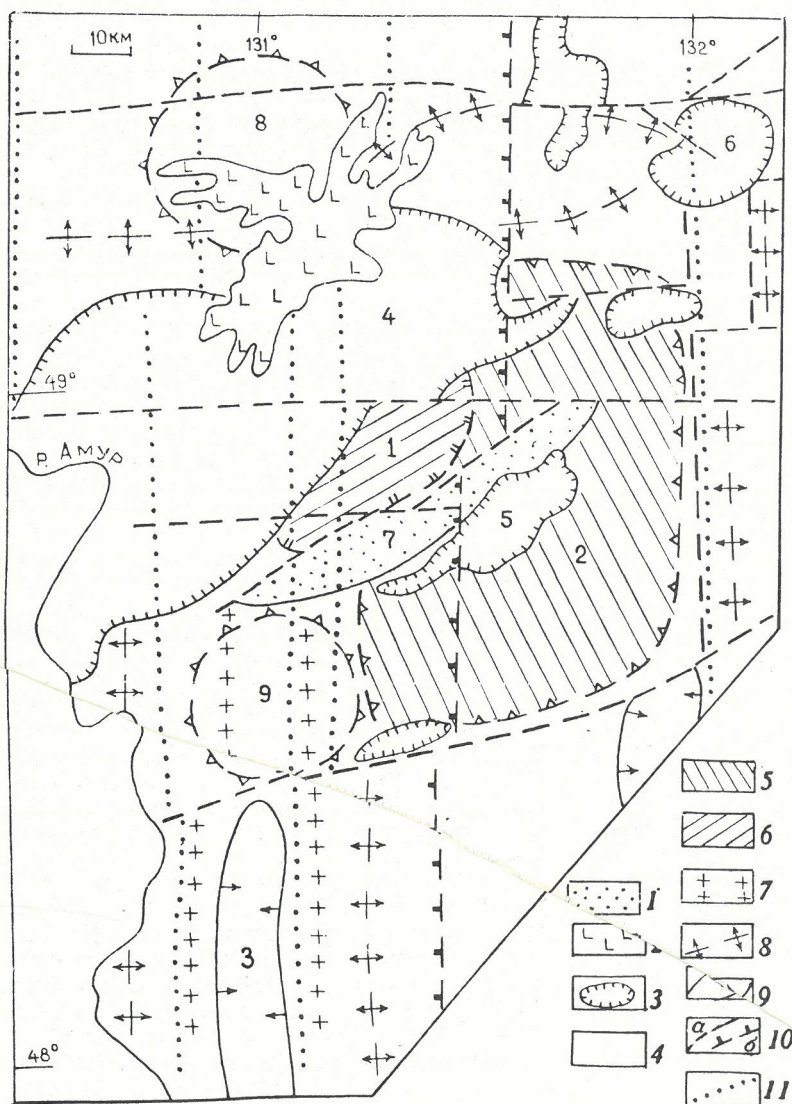


Рис. 1. Тектоническая схема юго-западной части Малого Хингана [9, 24, 27]:

1 — рыхлые озерно-аллювиальные отложения, N_2-Q ; 2 — покровы базальтов, N_2-Q_1 ; 3 — осадочно-вулканогенные впадины, K_1-2 ; 4 — палеозойские гранитоиды; 5 — карбонатно-терригенные миогеосинклинальные отложения, PR_2 ; 6 — метаморфические сланцы, мраморы, мигматиты, PR_1 ; 7 — оси раннепротерозойских батолитов; 8 — оси архейских складок; 9 — протерозойские трог; 10 — разломы (а — некоторые крупные, б — центральный блокоразделяющий); 11 — оси металлогенических зон; главные тектонические структуры: 1 — Среднесуларский выступ, 2 — Кимканский прогиб, 3 — Самарский трог, 4 — Хинганско-Олонойская впадина, 5 — Суларская впадина, 6 — Каменушинская впадина, 7 — Суларская кайнозойская депрессия, 8 — Северо-Хинганский свод, 9 — Верхнебиджанский свод

болитовой—хлоритовой фации. Абсолютный возраст пород серии 1,85—3 млрд. лет [15].

Миогеосинклинальный позднепротерозойский комплекс пород (мощность 7 км) представлен известняками, углисто-глинистыми сланцами, песчаниками, алевритами, железистыми кварцитами с неравномерным метаморфизмом — от амфиболитовой до серицитовой фации [9, 27]. Абсолютный возраст пород 600—900 млн. лет [26].

На сравнительно небольшой территории региона мощно и длительно проявлялся интрузивный магматизм — от архея до кайнозоя, главным образом гранитоидный. Малые тела архейских ультрамафитов и диоритов связаны с метаморфитами фундамента. Раннепротерозойские палингенные интрузии мелкозернистых двуслюдяных гранитов и плагиогранитов слагают меридионально вытянутый батолит (помпеевский комплекс) в юго-западной, приамурской, части региона, разделенный на юге Самарским позднепротерозойским трогом. В экзоконтактовой части интрузий развиты мощные зоны (150—500 м) мигматитов, дайки диабазов, дайки пегматитов и аплитов [27]. Палеозойские интрузии габбро-диорит-гранитной интрузивной серии слагают несколько комплексов в центральной и северной частях региона. Для разновозрастных гранитоидных комплексов характерны повышенная радиогеохимическая специализация за счет повсеместного присутствия радиоактивных акцессориев, наличие золота и активно проявленные метасоматические процессы в экзоконтактовых ореолах — микроклинизация, альбитизация, турмалинизация, флюоритизация [8, 27].

На палеозой-протерозойском кристаллическом фундаменте в мезозое сформировалось несколько осадочно-вулканогенных впадин с серией прорывающих их гранитоидных интрузий мелового возраста, из которых наиболее известны Хингано-Олонойская, Сутарская, Каменушинская и Нижнебурейская. В кайнозое оформились предгорные и межгорные континентальные депрессии — Западно-Хинганская (в приамурской части рек Бурея, Архара, Хинган), Сутарская, Биджанская и др. Таким образом, на протяжении всей истории геологического развития территории характеризовалась постоянной тектонической подвижностью в вертикальной плоскости, при этом на некоторых участках многократно. Лишь наиболее древние блоки пород архей-раннепротерозойского возраста отличались устойчиво сводовым развитием (рис. 1).

Длительное тектоническое развитие региона способствовало формированию каркаса крупных разломов и сводово-глыбовых структур. К наиболее древним и крупным относятся меридиональные разломы по окраинам Буреинского кратона, представляющие собой фрагменты трансрегиональных линейментов, а также ряд широтных разломов. В фанерозое они многократно подновлялись, возникали дополнительные разломы диагонального плана [12, 21, 24].

Весьма примечательно глубинное строение территории. Центральным меридиональным

разломом по долготе 131°25' она разделяется на два крупных блока земной коры, относящихся до глубины 20 км от поверхности к существенно разным плотностному и геохимическому типам: фемический Западный и сиалический Восточный. При этом Западный блок с плотностью пород 2,7—3,05 отличается пониженной мощностью земной коры (28—31 км) и приподнятым положением верхней мантии [18].

Другая особенность региона — наличие в нем долгоживущего (архей — кайнозой) прогиба, многократно подновленного во времени, сходного с так называемыми протерозойскими осадочными бассейнами или депрессиями с золото-уран-многометалльной металлогенией [1, 2]. Прогиб находится в междуречье Салокачи и Помпеевки, контролируясь в центральной части Хингано-Олонойским вулканогенным поясом. Заложен в архее, возможно, в виде нуклеарной, овоидной, структуры (о чем свидетельствует меридионально-широтное направление архейской структур по разные стороны прогиба), позднее трансформированной в прогиб и погребенной на современном эрозионном срезе под полем меловых вулканитов. Вторая фаза формирования прогиба представлена полем раннепротерозойских метаморфитов союзенской свиты, обрамляющим вулканогенное поле с юга; третья — верхнепротерозойскими толщами Кимканского миогеосинклинального прогиба, окружающими блок метаморфитов раннего протерозоя; четвертая — вышеуказанным полем меловых вулканитов.

Пятая фаза, неоген-раннечетвертичного времени, проявлена Сутарской депрессионной структурой, образованной в бассейне р. Сутары между Хингано-Олонойской и Сутарской осадочно-вулканогенными впадинами мела. Одновременно с этой фазой произошло излияние платобазальтов на северной окраине Хингано-Олонойского поля вулканитов. Длительное формирование такой многофазной депрессионной структуры, несомненно, указывает на существование крупной неоднородности верхней мантии — в узле пересечения трансрегиональных линейментов (Верхояно-Буреинского и Хингано-Совгаванского), периодически активизирующей и генерирующей магматические и металлоносные флюиды. В ее рамках сконцентрированы крупные месторождения железа, олова, магнезиального сырья (брусит), главные золотороссыпные узлы и многочисленны проявления урана (см. рис. 1).

В пространственном распределении эндогенного оруденения, в т.ч. урано- и золотороссыпных площадей, значительная роль принадлежит разломной тектонике. Ведущую рудоконтролирующую роль играют меридиональные разломы и тектонические зоны. В пределах региона выделяется пять основных структурно-металлогенических зон, расположенных через 20—50 км друг от друга (с запада на восток): Западно-Буреинская (по меридиану 130° в.д.), Приамуро-Архаринская, Хингано-Сутарская, Биджано-Канхойская и Биробиджанская (Восточно-Буреинская) по долготе 133° в.д. Ширина зон 5—20 км; они

проявлены сериями сближенных разрывных нарушений, цепочечным расположением удлиненных интрузивов, даек, рудопоявлений, месторождений и др. [11, 12]. Для древних месторождений палеозой-протерозойского возраста меридиональные разломы являются и рудовмещающими. Например, железорудные и железомарганцевые месторождения простираются вдоль подобных разломов на десятки километров; фосфоритовые, графитовые, оловорудные — до 10–12 км. Мезозойские месторождения олова, урана и др. локализуются обычно на пересечении меридиональных разломов с широтными и диагональными.

Золото и уран проявлены в той или иной мере во всех указанных зонах. Однако известные золотороссыпные площади сосредоточены в основном в Западном, мафитовом, блоке региона, в первых трех металлогенических зонах, составляющих Главный золотоносный и минерагенический пояс территории. Характерно, что золотороссыпные узлы и поля локализуются главным образом на площадях палеозой-протерозойского фундамента и прерываются на границе с мезозойской вулканогенной впадиной, пересекающей фундамент в центре региона. При этом одни из них приурочены к сводовым и купольным структурам в узлах пересечения меридионально-широтных разломов с диагональными (проявленных также градиент-ступенями, положительными и отрицательными гравияномалиями в геофизических полях), другие — к эндо-экзоконтактовой части протерозойских интрузивов в зонах влияния продольных глубинных разломов, третьи — к дайковым полям в палеозойских гранитоидах (рис. 2).

Приведенная структурно-тектоническая позиция золотоносного пояса в целом и крупных золотороссыпных узлов и полей, в частности, а также установленная для Приамурья закономерность — прямая корреляционная связь россыпных площадей с коренными источниками золота в их пределах [20] — свидетельствуют о наличии в пределах

пояса коренных месторождений золота. Именно в подобной структурно-тектонической обстановке — в пределах фемических блоков земной коры с узловыми морфоструктурами, приподнятых над верхней мантией, локализуется большинство золоторудных районов и месторождений в детально изученных регионах [28, 30].

Известное и прогнозируемое золотое оборудование территории образовано в разные геологические эпохи и представлено различными формациями. Намечаются четыре основные эпохи рудообразования: ранний и поздний докембрий, поздний палеозой и поздний мезозой.

С площадями раннедокембрийского комплекса пород (AR_2-PR_1) пространственно ассоциируют главные золотороссыпные узлы региона: Урило-Бирский, Северо-Сутарский, Помпеевский (Приамурский). Первые два находятся на участках пересечения крупных меридионально-широтных тектонических зон, последний контролируется протяженными меридиональными разломами в эндо-экзоконтакте раннепротерозойского массива гранитоидов, в прибортовой части Самарского трога. Помимо россыпей золота, на указанных участках проявлены литохимические и шлиховые ореолы золота, обнаружены золотоносные штUFFы кварца и сульфидсодержащих пород. На одном из полей установлено рудопоявление золота (Лысая гора), представленное зонами сближенных кварцевых прожилков. Характерные типы изменений пород вблизи интрузивов — турмалинизация, микроклинизация, грейзенизация, хлоритизация, карбонатизация и графитизация [27]. Примечательно мощное проявление графитизации пород с образованием серии многочисленных проявлений и месторождений графита, в т.ч. крупного Союзного месторождения.

Как известно, графитизация пород — характерный, часто индикаторный, признак окolorудных изменений многих золоторудных месторождений, в т.ч. на севере Буреинского массива (Токур, Сагур, Харга и др.), а

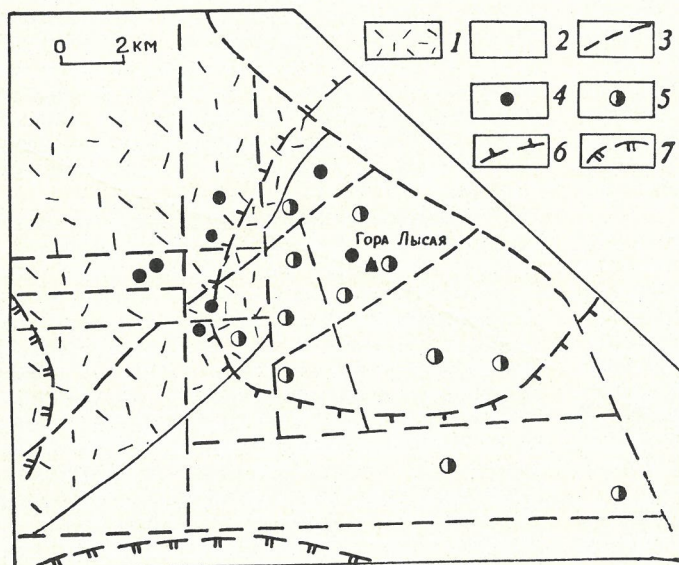


Рис. 2. Геолого-структурная схема Лысогорского рудного узла [12, 24 и др.]:

1 — эффузивы, K_{1-2} ; 2 — метаморфические сланцы, гранитоиды, мраморы, PR_1 ; 3 — разломы; 4 — проявления урана; 5 — проявления золота; контуры гравияномалий: 6 — положительной, 7 — отрицательной.

также ряда месторождений-гигантов — Мурунтау, Хоумстейк, Морру-Велью и др. [28—31]. Поэтому правомерно объяснить проявление мощной графитизации в данном золотоносном поясе формированием серии крупных золоторудных месторождений. Кстати, на южном фланге данного пояса, в Китае, почти 70 % всех выявленных коренных месторождений золота (дающих около 80 т годовой добычи Au) принадлежит к раннему докембрию [14, 32]. В рамках рассмотренных золотороссыпных узлов прогнозируются золоторудные месторождения золото-кварцевой и золото-сульфидной формаций (табл. 1).

Верхнепротерозойские образования по восточной окраине золотоносного пояса представляют особый интерес для выявления стратиформного золотого оруденения. К благоприятным геологическим формациям здесь относятся горизонты железистых кварцитов, черных ванадиевых сланцев (пиритизированных углисто-глинистых и слюдисто-

графитовых горизонтов) и фосфатоносных известняков. Повышенная золотоносность пирротинсодержащих графитоносных сланцев известна давно [7]. Имеются данные о повышенной золотоносности железорудных месторождений с наложенной пирит-пирротин-халькопиритовой минерализацией (до 0,05—0,07 г/т), о комплексной металлоносности углисто-глинистых сланцев и фосфатоносных пород, благоприятных на золото и серебро. Однако специальные исследования этих толщ не проводились.

Открытие серии золоторудных месторождений сходных формаций в России (курский, онежский и воронцовский типы), а также в Китае, на южном продолжении Хинганского золотоносного пояса [11, 17, 30], может свидетельствовать и о возможном промышленном значении стратиформного протерозойского оруденения на Малом Хингане [10, 24].

Палеозойское золотое оруденение сосредоточено главным образом в гранитоидных

1. Перспективные золотоносные формации Малого Хингана, с учетом данных [4, 6, 7, 13, 27; Н.П.Емельянова, 1979; Ю.Г.Морозова, 1985]

Формация	Региональная позиция золотоносных площадей	Рудоносные геологические формации	Ведущие геохимические элементы	Характерные окolorудные изменения	Золотоносные поля, месторождения
<i>Формации докембрийских выступов</i>					
Золото-кварцевая	Древние (AR ₂ —PR ₁) метаморфические и гранито-гнейсовые купола мафитового блока земной коры	Графитистые, метаморфические сланцы, граниты, мигматиты	Au, Ag, Bi, W, Zn, La, иногда Sr, U, Ni	Окварцевание, мусковитизация, турмалинизация, микроклинизация	Урильское, Лысогорское, Манчжурское поля
Золото-сульфидная	То же	То же	То же	Окварцевание, сульфидизация	То же
Золото-железистая	Краевые части миеосинклинальных мульд, трогов (PR ₂)	Горизонты железистых кварцитов, их коры выветривания	Fe, Mn, Au, Ag, Zn, Mo, Ni, Sr, V	Окварцевание, сульфидизация, амфиболитизация	Кимканское, Костенгинское месторождения
Уран-молибден-ванадиевая с Au и Pt (?)	То же	Горизонты углисто-глинистых, фосфатоносных сланцев	Mo, V, U, Hg, La, Y, Au (?), Pt (?)	Карбонатизация, хлоритизация	Гремуче-Тигровое поле, Помпеевское
<i>Формации палеозойских гранитоидов</i>					
Золото-кварцевая	Малые интрузии и дайки в узлах пересечения крупных разломов	Габбро-диорит-гранитная	Au, Ag, Pb, As, Hg	Окварцевание	Кульдурское поле, Ермаковское
Sb-Pb-Bi-оловянная	То же	Терригенно-карбонатная	Sn, Sb, Pb, As, Bi, Ag, Au (?) (в промышленной концентрации)		Верхнебиджанское месторождение
<i>Формации мезозойских вулканогенных впадин</i>					
Золото-кварцевая	Интрузивно-купольные морфоструктуры в узлах пересечения разломов — в золотоносных поясах региона	Эффузивная	Au, Ag, As, Mo, W, Zn	Аргиллизация, окварцевание	Прогнозное месторождение
Золото-сульфидная		Гранит-порфировая	Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi	То же	Нонинское месторождение
Золото-ртутная		То же	Au, Ag, Hg, Pb, Sn		Федосеинское поле
Золото-урановая			U, Li, Th, Sn, W, Au		Юринское поле
W-Mo-Sb-оловянная			Sn, Sb, Mo, W, Au, Ag (в промышленной концентрации)	Окварцевание	Центральное месторождение
Золото-сурьмяная	То же	»	Sb (Ag, Au, Hg, W, TR предположительно)		Солокачинское, Богучанское месторождения

массивах. Одно из наиболее известных коренных проявлений золота — Кульдурское (Перевальное), локализованное на участке пересечения крупных разломов, в связи с дайками габбродиабазов. Оно представлено маломощными кварцевыми жилами с золотом, пиритом и мусковитом [13], не получившими специальной поисковой оценки. К данному типу относятся, возможно, и гипотетические коренные источники золота в пределах крупного Верхнебиджанского золотороссыпного узла, приуроченного к гранитоидному протерозой-палеозойскому своду с поясом даек основного и кислого состава. В связи с палеозойским массивом гранитов предполагается образование Верхнебиджанского полиметалльно-оловянного месторождения с присутствием золота и серебра (см. табл. 1).

Промышленные месторождения золота палеозойского возраста известны в смежных регионах: у северной окраины Буреинского массива (Маломырское и др.) и на южном фланге Малого Хингана, в Китае (Цзяпигоч и др.).

Достаточно реальны перспективы золотого оруденения, связанного с мезозойскими вулканоглутоническими комплексами пород в наложенных вулканогенных впадинах. Во многих из них уже установлены различные прямые признаки золотоносности: вторичные литохимические ореолы золота и серебра; шлиховые проявления и потоки золота; отдельные штуфы и коренные выходы золотоносных кварцевых жил и аргиллизированных пород, совмещенные с благоприятными структурно-геологическими обстановками — интрузивно-купольными структурами в узлах пересечения металлогенических зон с крупными тектоническими зонами.

О достаточной вероятности прогноза может свидетельствовать открытие первых промышленных месторождений золота в северной части региона: Прогнозного — в Главном золотоносном поясе (по долготе 130° в.д.) и Нонинского — на восточной окраине региона. В зависимости от характерных сопутствующих золоту металлов прогнозируется несколько формаций мезозойского оруденения (см. табл. 1).

Аналогичным образом в регионе проявлены признаки уранового оруденения в различных геологических обстановках. Основанием возможности его формирования в промышленных масштабах служат следующие благоприятные геологические факторы: наличие блоков земной коры архей-протерозойской консолидации; проявление многоэтапной протерозой-палеозойской гранитизации в их пределах; длительное сводово-купольное развитие древних блоков с образованием гранито-гнейсовых и метаморфических куполов, в т.ч. совмещенных с участками пересечения долгоживущих разломов глубокого заложения; формирование многофазной протерозой-фанерозойской депрессионной структуры в середине золотураноносного пояса с благоприятным комплексом стратиграфо-литологических горизонтов горных пород и др. Эти факторы определяют геоло-

гическую позицию многих важных золотураноносных районов в Австралии и Китае, на Алдане, Украине и др. [2, 19, 23].

По совокупности приведенных данных о геолого-тектоническом строении региона и прямых признаков ураноносности в отдельных рудоносных полях намечаются четыре геологические эпохи формирования уранового оруденения, синхронные эпохам образования золота, и дополнительная пятая — кайнозойская эпоха. Они соответствуют времени развития главных геотектонических структур региона — древнего фундамента, позднепротерозойских депрессионных структур, палеозойских гранитоидов, мезозойских вулканогенных впадин, кайнозойских палеодолин. При этом устанавливается определенное пространственное разделение золотоносных и ураноносных полей: золото концентрируется главным образом в пределах Западного, мафитового, блока региона, тогда как уран — в основном в Восточном, силлическом, блоке.

Выступы древнего золотоносного фундамента характеризуются насыщенностью палингенными гранитоидными интрузиями, содержащими радиоактивные и редкоземельные акцессории — монацит, циркон, апатит, сфен, ортит, ксенотим [27]. В северной части Сутарского золотоносного района известны слабые проявления ураноносности в аляскитовых гранитах, пегматитах, мигматитах. Однако этот, начальный, этап уранообразования в регионе можно рассматривать лишь как рудоподготовительный для последующих этапов.

Гораздо более важной представляется позднепротерозойская эпоха с более масштабной ураноносностью в гранитоидах (с собственно уранинитом) и осадочных толщах. Здесь благоприятны три геологические формации: «черных» углисто-кремнисто-глинистых сланцев и фосфатоносных известняков; уран-железистых кварцитов в зонах крупных разломов; зон структурно-стратиграфических несогласий, проявленных в пределах Кимканской позднепротерозойской впадины и в Самарском трого.

Черные сланцы, часто интенсивно пиритизированные, нередко залегают висячем боку железорудных горизонтов региона, фосфатоносные известняки — в лежащем. Характерная особенность черных сланцев — повышенное содержание в них ванадия, редких земель (0,1—1%), в ряде случаев молибдена, ртути и урана, значительные параметры оруденелых зон. Так, Помпеевское рудопроявление представлено зоной длиной около 3 км, мощностью 50—80 м, выраженной в геохимическом поле контрастной аномалией ванадия и редких земель (0,1—1%), молибдена (0,01—0,05%), ртути (Л.В.Эйриш, 1964). Фосфатоносные известняки и породы отличаются повышенной радиоактивностью с прямой зависимостью содержаний урана от содержания фосфора (Т.И.Усова, В.И.Неженец, 1965).

Формация уран-железистых кварцитов (и альбититов) — характерная формация региона, получившая название рудоносной свиты [27].

Главный горизонт, включающий крупные месторождения железа, залегает в зоне крупнейшего блокоразделяющего разлома (Центрального) и маркируется поясом даек основного и кислого состава. Железистые кварциты подверглись мощному газогидротермальному метаморфизму существенно щелочного и карбонатно-фосфатного типа с формированием обильной серии новообразованных минералов. По данным технологических исследований большеобъемных проб, в них присутствуют (%): железомagneзиальный амфибол — куммингтонит (8—15), щелочная роговая обманка — эгирин (5—7), хлорит (4—8), альбит (1,5—4), апатит (1—2, в лежащем боку до 10—20), доломит (2), а также сульфидные минералы — пирротин, пирит, халькопирит (А.А.Иванов, 1955; Г.К.Меньшикова, 1973). По структурному положению и вещественному составу кварциты вполне сопоставимы с ураноносными альбитито-железистыми кварцитами Украины и рассматриваются как перспективная ураноносная формация.

Формация зон структурно-стратиграфических несогласий (барьеров-экранов) может иметь важнейшее значение для данного региона. Она является, в сущности, модификацией вышеописанных «стратиформных» геологических формаций, но занимающей определенное структурное положение — пологонаклонное под разного рода барьерами (рис. 3). Именно такие участки с литологическими благоприятными горизонтами (углисто-графитистые сланцы, фосфатоносные известняки, песчаники и др.), залегающими под какими-либо водоупорами (алевролиты, интрузии, разломы и др.), являются наиболее подходящей средой для локализации высокоподвижного урана [2, 11, 19]. Но такие объекты и наиболее трудно выявляются, поскольку чаще всего не выходят на поверхность.

Палеозойская эпоха характеризуется незначительной ураноносностью. Отдельные рудопроявления урана установлены в эндо-экзоконтактной части не крупных гранитоидных массивов, на участках взаимопересекающихся даек и разломов (проявление Детальное).

В мезозойскую эпоху — главную для формирования промышленного уранового оруденения региона — были образованы много-

численные рудопроявления урана и промышленное месторождение Ласточка [16]. Рудоносные объекты залегают, как правило, в прибортовой части наложенных вулканогенных впадин в связи с субвулканическими интрузиями, экструзиями и тектонически нарушенными участками. Ведущая рудоносная формация — вулканогенная, перспективные — вулканогенная типа «несогласий» и типа межгорных впадин (табл. 2). Вулканогенная рудоносная формация до конца не изучена. Ряд рудных полей находится в весьма благоприятной структурной обстановке — в узлах пересечения крупных региональных разломов (Яуринское, Белоянское, Бушумное и др.), что не согласуется с малыми масштабами установленного оруденения.

Формация зон структурно-стратиграфических несогласий может быть проявлена в фундаменте ураноносных вулканогенных впадин, представляющих эффектный пример «несогласия» (экранирования) для рудоносных растворов.

Оруденение формации типа межгорных впадин ожидается в низах Сутарской вулканогенно-осадочной впадины, являвшейся в мелу длительным коллектором для золото-ураноносных вод. Оно существенно усилено в поздне меловое время эндогенного ураногенеза.

В кайнозое возникли благоприятные предпосылки для формирования на структурно-геохимических барьерах комплексного золото-уранового оруденения пластово-инфильтрационного типа в пределах палеорусел рек Сутары и Биры. При интенсивных тектонических перемещениях в долинах образовались многочисленные грабен-котловины глубиной от первых десятков до 250 м, заполненные неоген-четвертичными гравелитами, песками с прослоями углей и углифицированных глин, а также глинистым материалом коры выветривания железистых кварцитов [8].

Итак, ведущими эпохами уранообразования в регионе представляются позднепротерозойская, поздне меловая и кайнозойская; перспективными рудоносными формациями — зоны «несогласий» (в т.ч. у контактов черных сланцев и альбитито-железистых кварцитов), вулканогенная в связи с субвулканическими интрузиями и подэкранными структурами, плас-

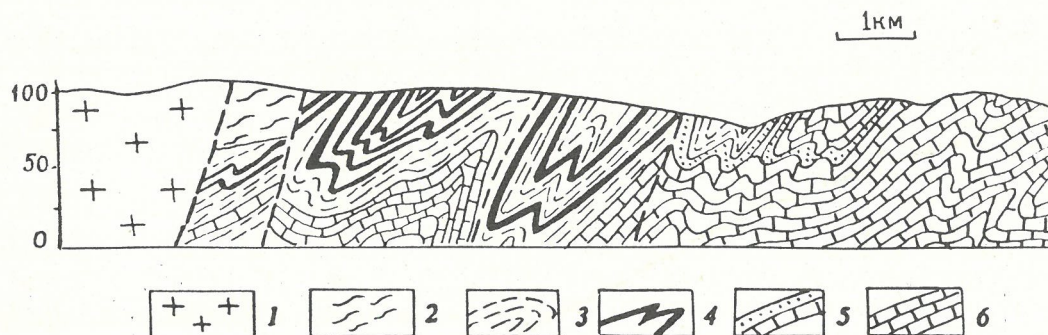


Рис. 3. Схематический разрез Самарского трога, фрагмент — район Союзного графитового месторождения, по данным В.П.Солопенко (1976) и В.И.Неженец:

1 — граниты; 2 — гнейсы; 3 — графитистые сланцы с прослоями амфиболитов и жил ноздреватого сильно лимонитизированного кварца; 4 — графитовые толщи; 5 — окварцованные известняки; 6 — известняки

зе, в Средней Азии, на Алтае и в Приморье [10].

На Северо-Востоке Азии плейстоценовые остатки благородных оленей *Cervus elaphus* L. встречаются относительно редко. Однако, к настоящему времени в Якутии по этим оленям накоплен материал, представляющий определенный интерес как в отношении возрастной геологической принадлежности находок, так и в уточнении палеогеографических обстановок существования благородных оленей.

Семейство *Cervidae* Gray, 1821 — Олени
Род *Cervus* Linnaeus., 1758 — Настоящие олени

Cervus elaphus L., 1758 — Благородный олень

Материал и местонахождение. Фрагменты рогов: № 4838, найден в 1985 г. П.А.Лазаревым на бечевнике о. Улахан-Ары, правый берег р. Лена, 3 км выше п. Качикатцы (рис. 1); № 6828, найден О.В.Гриненко, В.А.Кама-

летдиновым в 1995 г.; принадлежность — обнажение Песчаная Гора, правый берег р. Лена, 90 км севернее г. Якутск; целый рог № 3231, найден в 1978 г. П.А.Лазаревым на обнажении Дуванный Яр, правобережье низовий р. Колыма; № 3564, найден в 1978 г. Е.И.Зотовым на обнажении Антохинский Яр, на р. Большой Анхой.

Весь материал находится в коллекции ЯИГН СО РАН.

Описание. № 4838 (рис. 2, а) — хорошо сохранившаяся нижняя часть правого сброшенного рога. Надглазничный и ледовый отростки целые. Рог обломан около основания среднего отростка. Цвет темно-коричневый. Розетка имеет небольшие разрушения, но следов окатанности нет. Рог имеет крупные размеры розетки и ствола; основание надглазничного отростка находится близко к розетке, надглазничный и ледовый отростки близко расположены друг к другу (таблица).

№ 6828 (см. рис. 2, б) представлен фрагментом левого рога с пеньком и небольшой частью черепа. Этот рог предварительно описан нами. Надглазничный отросток обломан у основания, а ледовый — примерно посередине. Ствол рога обломан выше среднего отростка, от которого сохранилось около 2/3 длины. Следов окатанности нет. Цвет темно-коричневый из-за интенсивного ожелезнения. Фрагмент рога имеет характерные отличительные особенности: довольно высокое от розетки положение надглазничного отростка и близко расположенные друг к другу надглазничный и ледовый отростки. Кроме того, № 6828 отличается крупными размерами ствола рога и розетки.

№ 3564 (см. рис. 2, в) представляет собой небольшой фрагмент нижней части правого сброшенного рога. Надглазничный и ледовый отростки обломаны почти у основания. Розетка имеет небольшие разрушения. Цвет темно-коричневый, следов окатанности нет. Размеры, которые удалось снять на этом фрагменте, показали, что он относился к крупной особи.

№ 3231 — целый сброшенный рог. Имеет хорошую сохранность, не окатан, цвет — темно-коричневый. Его схематическое описание сделано П.А.Лазаревым [12]. Нами этот рог промерен дополнительно (см. таблицу). Он имеет большие длину, окружность ствола и расстояние между ледовым и средним отростками. Расположение надглазничного отростка по отношению к розетке низкое; надглазничный и ледовый отростки расположены на достаточно большом расстоянии.

Сравнение. Все описываемые находки имеют крупные размеры (см. таблицу). О крупных размерах ископаемых *C. elaphus* из Якутии писал еще И.Д.Черский [20]. Указания Б.С.Русанова [17], что размеры рогов плейстоценовых *C. elaphus* из Якутии близки крупным рогам современных сибирских маралов, основаны на неоднозначном определении индивидуального возраста особей. Им изучено три фрагмента рогов благородных оленей: два с Мамонтовой Горы и один — с Чичимахской террасы на р. Амга (см. рис. 1, таблицу). Проведенное повторное изучение

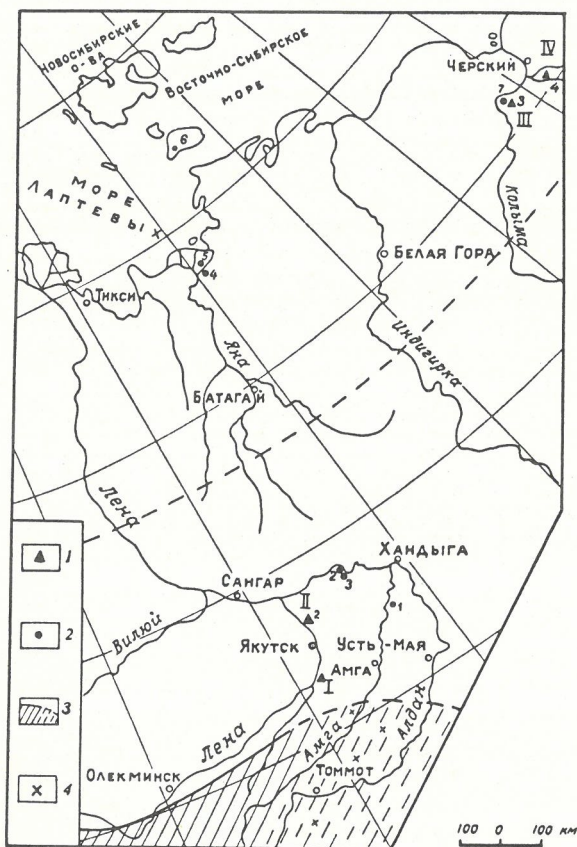


Рис. 1. Местонахождения костных остатков плейстоценовых на реал современных *Cervus elaphus* L. Якутии:

1 — находки плейстоценовых *C. elaphus* (I — № 4838, окр.п. Качикатцы, II — № 6828, Песчаная Гора, III — № 3231, Дуванный Яр, IV — № 3564, Антохинский Яр); 2 — пункты находок плейстоценовых *C. elaphus* (1 — р. Амга, Чичимахская терраса, 2 — р. Алдан, Мамонтовая Гора, 30-метровая терраса, 3 — р. Алдан, Мамонтовая Гора, 50-метровая терраса [8], 4 — окр. п.Казачье, 5 — окр. пос. Усть-Янск, 6 — о. Большой Ляховский, р.Малое Зимовье [21], 7 — р. Колыма, Дуванный Яр [12]); 3 — современный ареал благородного оленя [14, 16]; 4 — пункты редких заходов

этих рогов показало, что только один из них, с Чичимахской террасы, относится ко взрослой особи, а остальные — к молодым, с неполностью сформированными рогами. Чичимахский рог имеет крупные размеры, не уступающие таковым других рогов плейстоценовых оленей.

Для сравнения с ископаемым материалом нами промерены в коллекциях ЯИБ СО РАН, Объединенного музея им. Ярославского и Якутского охотобщества семь рогов взрослых современных *C. elaphus* из Олекминского улуса. На каждом роге было не менее шести отростков, что свидетельствует о максимальном развитии рогов и о том, что животные достаточно взрослые. Благородный олень, населяющий в настоящее время некоторые южные и центральные улусы Якутии (см. рис. 1), имеет крупные размеры тела и рогов. Вместе с тем, они почти по всем параметрам намного уступают ископаемым. Современные *C. elaphus* имеют гораздо меньшие розетку, ствол рога и расстояние между ледовым и средним отростками.

Рассмотрены особенности формы рогов. Так, № 6828 из обнажения Песчаная Гора имеет близкосоаженные надглазничный и ледовый отростки, что несколько сближает его с *C. acoronatus* из раннего плейстоцена Европы. Кроме того, у него довольно высокое от розетки положение надглазничного отростка, что характерно и для № 3564 с Антохинского Яра. Для других рогов плейстоценовых оленей, исследованных нами и

Б.С.Русановым [17], характерны большая удаленность друг от друга надглазничного и ледового отростков и более низкое расположение первого.

Отмечено, что форма рогов древних благородных оленей не имеет каких-либо принципиальных отличий от рогов современных *C. elaphus*, имеющих большой диапазон как географической, так и индивидуальной изменчивости [1, 8]. Даже своеобразную форму рогов *C. acoronatus* некоторые авторы [1] рассматривают не как видовое отличие, а как стадию в эволюции рогов *C. elaphus*.

Просмотр серии рогов современных *C. elaphus* ($n=50$) из различных регионов в музеях Москвы, Санкт-Петербурга, Якутска (Россия), Дармштадта, Франкfurта-на-Майне, Бонна (Германия), Парижа, Нанси (Франция) убедил нас, что пределы изменчивости формы рогов у этого вида крайне широки. При этом среди современных оленей могут встречаться и «древние» морфотипы, характеризующиеся близким расположением надглазничного и ледового отростков и большим расстоянием между розеткой и надглазничным отростком и т.д.

Таким образом, можно констатировать, что плейстоценовые *C. elaphus* Якутии достоверно отличались от современных только размерами рогов: они имели гораздо более мощный ствол рога, длинные отростки и очень крупную розетку. Относительный «гигантизм» плейстоценовых *C. elaphus* по сравнению с современными отмечен в Европе, на

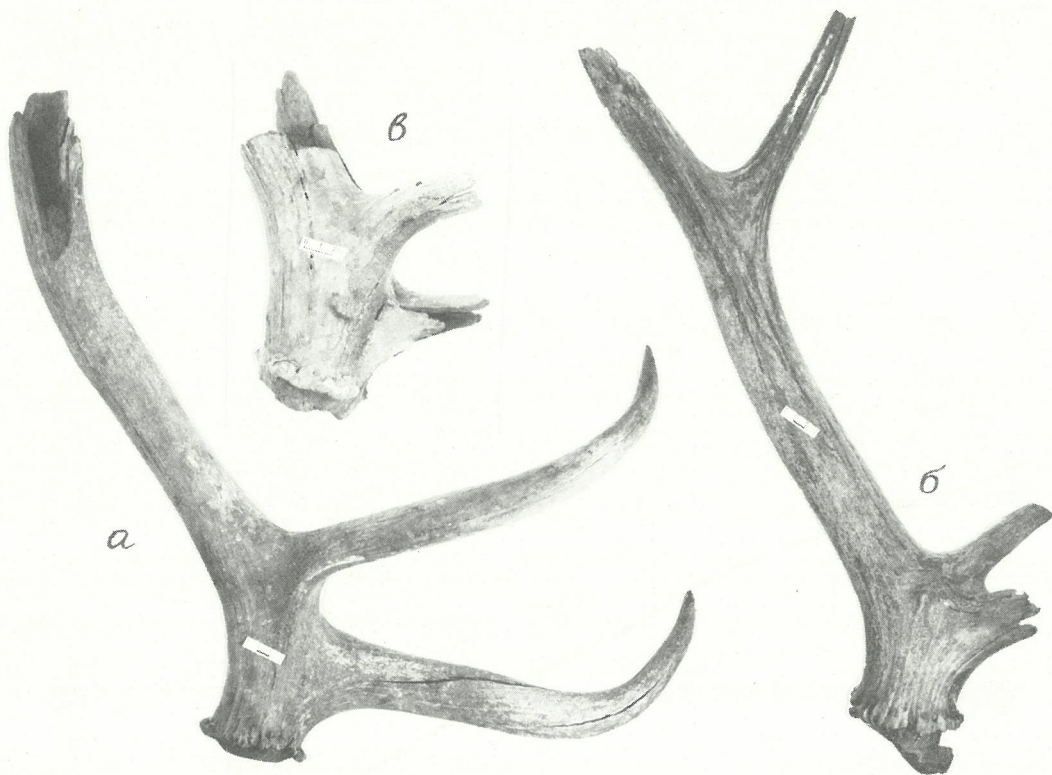


Рис.2. Обломки рогов *Cervus elaphus* L.:

а — № 4838; б — № 6828; в — № 3564

Размеры рогов ископаемых и современных *C. elaphus* из Якутии

Промеры, мм	Плейстоценовые								Современные (n=7)	
	р. Лена		р. Колыма	р. Большой Анюй	р. Алдан		р. Амга	о. Большой Ляхов- ский		
	№ 4838	№ 6828	№ 3231	№ 3564	№ 370	№ 611	№ 49	Б/Н	Limit	М
	Изученные авторами				Русанов, 1968			Черский, 1891	Изученные авторами	
Окружность пенька под розеткой	188	218	—	—	—	—	—	—	155-180	168,4
Окружность розетки	270	292	290	300	218*	210*	—	—	210-260	236,7
Диаметр розетки (продольный/поперечный)	89/81	92/94	95/89	88/94	80/65*	73,5*	—	—	65-86	777,4
						55			60-82	73,9
						10*			10-50	28,6
Расстояние между розеткой и основанием надглазничного отростка	30	50	15	—	—	—	—	—		
Окружность ствола под надглазничным отростком	226	239	255	260	206**	190*	—	—	170-220	196,4
Диаметр рога под надглазничным отростком (продольный/поперечный)	80/55	78,5/72	85/89	83/77	73/57	71/52	95/83	80/63	52-70 40-63	61,3 51,7
То же, между надглазничным и ледовым отростками	78/48	101,5 74	78,5/52	100/68	68/50	57/51	98/73	—	52-70 37-55	61,7 46,1
Окружность рога между ледовым и средним отростками посередине	160	165	190	—	140*	—	—	—	140-170	158,9
Диаметр там же (продольный/поперечный)	55/53	56,5 44,2	61/60	—	—	—	—	—	42-55 40-50	50/46,7
Расстояние между ледовым и средним отростками по изгибу	> 340	330	395	—	—	—	—	—	230-310	261,4
Длина ствола рога от розетки до облома	530	570	1235**	215	390*	390*	516	250	—	—

Примечание. * Измерения, сделанные авторами. ** длина целого рога.

Кавказе, в Западной Сибири, Северной Америке [2, 5, 23].

Геологический возраст. Обнажения Антохинский Яр и Дуваный Яр вскрывают разрез едомной свиты Колымской низменности, датируемой зырянско-сартанским временем [16]. Происходящий из Антохинского Яра фрагмент рога № 3564 обнаружен *in situ*, а рог № 3231 был найден на Дуванном Яру вместе с костями *Equus lenensis* Russ. и *Mammuthus primigenius* Blum. позднего типа — характерных видов этого периода. Обе находки отнесены ко второй половине позднего плейстоцена.

№ 4838 был найден на о. Улахан-Ары в окрестностях пос. Качикатцы вместе с остатками позднелайстоценовых *Bison priscus occidentalis* Lucas и *Equus lenensis* Russ.

Обнажение Песчаная Гора, откуда предположительно происходит рог № 6828, характеризует бестяхскую террасу. Пески этой террасы на основании находок без указания четкой привязки *Bison priscus* aff. *longicornis* W.Grom. и *Mammuthus primigenius* Blum. раннего типа датировались ранее средним плейстоценом [3, 12]. Дальнейшие исследования [9] установили значительно более сложный разрез с участием в нем (снизу) бестяхской свиты тобольского времени среднего неоплейстоцена и огдокунской, маврин-

ской и дьолкуминской свит позднего неоплейстоцена. При этом мощности свит сильно варьируют, и в обнажении Песчаная Гора в ряде разрезов они практически полностью сложены песками дьолкуминской свиты, а кровля мавринской свиты фиксируется в 2,5 м над урезом воды р. Лена. Кроме того, показано, что длиннорогий бизон в Восточной Сибири не может быть руководящей формой среднего плейстоцена, т. к. его остатки встречаются и в отложениях начала позднего плейстоцена [4, 17, 19].

Фрагмент рога № 611 происходит из аллювиальных отложений 30-метровой террасы обн. Мамонтова Гора и найден в совместном залегании с *Equus caballus orientalis* Russ. и *Bison priscus longicornis* W.Grom. По комплексу палеонтологических данных, аллювиальные отложения 30-метровой террасы датируются ранним — поздним неоплейстоценом (казанцевское время) [17].

Фрагмент рога № 370 обнаружен в покровных лёссовидных суглинках, венчающих аллювиальный разрез 50-метровой террасы обн. Мамонтова Гора. Эти суглинки (алевриты) являются возрастными аналогами едомной свиты северо-восточной Якутии и имеют зырянско-сартанский возраст. № 370 происходит из нижней толщи, относимой к зырянскому времени [17].

Чичимахская находка фрагмента рога № 49 происходит из правобережной террасы р. Амга в 6 км ниже пос. Чичимах. Терраса сложена покровными лёссовидными суглинками (около 15 м), подстилаемыми песчано-галечными отложениями (6 м) неуставленного возраста. Цоколь террасы (40 м) образуют песчаники верхней юры. Находка сделана на бечевнике, и потому возраст рога № 49 остается открытым.

Костные остатки *Cervus elaphus* были найдены А.А. Бунге в 1885 г. в окрестностях пос. Казачье и Усть-Янск в низовьях р. Яна (см. рис. 1) и в 1886 г. в устье р. Малое Зимовье на о. Большой Ляховский [20]. Все находки сделаны в пределах площадей развития едомной свиты. Ввиду отсутствия более точной геологической привязки мы датруем их зырянско-сартанским временем позднего неоплейстоцена.

В заключение следует отметить следующее. Находки остатков ископаемых благородных оленей свидетельствуют, что в плейстоцене они были распространены гораздо шире, чем в настоящее время. В Якутии плейстоценовые остатки *C. elaphus* найдены в бассейнах рек Колыма, Яна, Лена, Алдан и Амга, а также на о. Большой Ляховский [4, 11, 17, 20, 21] (см. рис. 1). В настоящее время благородный олень обитает в Олекминском и в некоторых частях Ленского, Алданского и Нерюнгринского улусов. На север до широты г. Якутск, несмотря на расширение ареала, происходящее в последние годы, он не проникает [14, 15]. Лимитирующими факторами в распространении этого вида считаются приуроченность к горно-таежным ландшафтам и глубина снежного покрова. Кроме того, в Центральной Якутии распространению вида на север и северо-восток, по-видимому, препятствуют продолжительность и крайне низкие температуры зимнего периода.

В настоящее время *C. elaphus* населяет обширные территории в Евразии, Северо-Западной Африке и в Северной Америке, однако его современный ареал значительно меньше, чем в плейстоцене. Особый интерес представляет то обстоятельство, что в позднем плейстоцене благородные олени обитали и в некоторых регионах Арктики [8, 13, 23]. Это выглядит парадоксально, т.к. благородный олень в настоящее время считается многими зоологами типично лесным обитателем. И действительно, типично лесным обитателем. И действительно, в Сибири и на Дальнем Востоке он в основном придерживается южно- и среднетаежной полосы с темнохвойными и смешанными древостоями, а в европейской части ареала — смешанных и широколиственных пород [13]. В позднем же плейстоцене, к которому уверенно относится большинство находок *C. elaphus* из Северной Якутии, в периоды оледенений господствовали открытые остепненные ландшафты, пригодные для обитания здесь мамонта, шерстистого носорога, бизона, лошади и т. д. И только в межледниковья в Арктической и Субарктической зонах Якутии отмечалось распространение лиственных редколесий и лесотундр [18, 22].

В то же время указывалось, что отнесение

благородного оленя к типично лесной форме ошибочно. Являясь экологически пластичным видом, *C. elaphus* на своем обширном ареале может обитать в зонах от горной тайги до субтропических лесов и от низменностей до альпийских лугов. Этот олень, по наблюдениям многих исследователей, как раз избегает сплошных лесных массивов. В леса и горы благородные олени были отнесены в течение последних столетий человеком. Например, марал, истребленный в равнинной части Западной Сибири к концу XIX в., сохранился в горах Южной Сибири. Благородные олени изначально, по-видимому, являются лесостепной формой [8, 19]. Вторичность освоения благородным оленем лесных биотопов, по нашему мнению, достаточно правдоподобно объясняет его присутствие в перигляциальных фаунах плейстоцена на Крайнем Севере.

Крупная форма плейстоценового благородного оленя, населявшая Северо-Восточную Азию и адаптированная к обитанию в открытых ландшафтах, заслуживает выделения в отдельный подвид, однако для этого необходимы новые палеонтологические материалы и убедительные диагностические признаки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы // Тр. ГИН. 1977. Вып. 300.
2. Алексеева Э.В. Млекопитающие плейстоцена Юго-Запада Западной Сибири. — М.: Наука, 1980.
3. Бискэ С.Ф. Об условиях образования отложений четвертичных террас р. Лена между пос. Покровск и пос. Жиганск // Четвертичная геол. и геоморфол. Северо-Востока Сибири. 1969. Вып. 8. С. 5—40.
4. Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. — М.: Наука, 1977.
5. Верещагин И.К. Млекопитающие Кавказа. История формирования фауны. — М.—Л.: Изд-во АН СССР. 1959.
6. Верещагин И.К., Барышиников Г.Ф. Вымирание млекопитающих в четвертичном периоде Северной Евразии // Млекопитающие Северной Евразии в четвертичном периоде. Тр. ЗИН АН СССР. Т. 131. Л., 1987. С. 3—42.
7. Вислобокова И.А. Ископаемые олени Евразии. — М.: Наука, 1990.
8. Гептнер В.Г., Цалкин В.И. Олени СССР. — М.: МОИП, 1947.
9. Камалетдинов В.А., Минюк П.С. Строение и характеристика отложенных бестяхской террасы Средней Лены // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1991. № 60. С. 68—78.
10. Каталог млекопитающих СССР (плиоцен-современность). — Л.: Наука, 1981.
11. Лазарев П.А., Томская А.И. Млекопитающие и биостратиграфия позднего кайнозоя Северной Якутии. — Якутск, 1987.
12. Лунгерсаузен Г.Ф. Стратиграфия кайнозойских отложений Средней и Нижней Лены и ее дельты // Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Тез. докл. Л., 1962. С. 178—182.
13. Млекопитающие Якутии. — М.: Наука, 1971.
14. Млекопитающие Советского Союза. Т. 1. Парнокопытные и непарнокопытные. — М.: Высшая школа. 1961.
15. Ревин Ю.В. Млекопитающие Южной Якутии. — Новосибирск: Наука, 1989.
16. Решения Межведомственного совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982 г.). — Магадан, 1987.
17. Русанов Б.С. Биостратиграфия кайнозойских отложений Южной Якутии. — М.: Наука, 1968.

18. *Томская А.И.* Палинология кайнозоя Якутии. — Новосибирск: Наука, 1981.
19. *Флеров К.К.* Кабарги и олени. — М.: Изд-во АН СССР, 1952.
20. *Черский И.Д.* Описание коллекции послетретичных млекопитающих животных, собранных Новосибирской экспедицией 1885—1886 гг. // Прил. № 1 к Т. 65 Записок Акад. Наук. — СПб, 1891.
21. *Шер А.В.* Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. — М.: Наука, 1971.
22. *Шер А.В., Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е.* и др. Путеводитель научной экскурсии по проблеме «Позднекайнозойские отложения Колымской низменности» Тур XI. Тихоокеанский конгресс. — М.: Изд-во АН СССР, 1979.
23. *Guthrie R.D.* The extinct wapiti of Alaska and Yukon Territory // Canadian Journal of Zoology. 1966. Vol. 44. P. 47—57.
24. *Lister A.* Evolutionary and ecological origins of British deer: Their biology, behaviour and impact // Proc. Roy. Soc. Edinburg. 1984. Vol. 82, pt. 4. P. 205—242.

УДК 551.735/.736 (571.56)

© В.С.Гриненко, И.В.Будников, А.Г.Клец, 1997

Олистостромы в пермском разрезе центральной части Верхоянского складчатого пояса

В.С.ГРИНЕНКО (ГУП ЯПСЭ), И.В.БУДНИКОВ (СНИИГГиМС), А.Г.КЛЕЦ (Объединенный институт геологии, геофизики и минерального сырья)

Еще на ранних этапах изучения верхнепалеозойских отложений Верхоянского складчатого пояса (в современной терминологии) перед создателями стратиграфических схем остро стоял вопрос о выделении надежных маркирующих горизонтов и использовании их при корреляции разобщенных (в площадном отношении) разрезов. В начале 60-х годов при изучении верхнепермских разрезов широтного отрезка Западного Верхоянья (междуречье Эчий—Уяна) В.Н.Андриановым и др. [4] в алевролитах и аргиллитах низов дулгалахской ритмосвиты отмечались обломки пород различного состава (интрузивных типа гранитов и их эффузивных аналогов, осадочных, терригенных и карбонатных). Генезис обломков чужеродных пород, находящихся в аргиллит-алевролитовом матриксе В.Н.Андриановым объяснялся их «ледово-морскими» условиями накопления. Повсеместное распространение в пределах изученной территории пород «ледово-морского» генезиса, приуроченных к нижней части дулгалахской ритмосвиты, позволило исследователям выделить указанный интервал стратиграфического разреза в маркирующий горизонт. В.Н.Андрианов и В.А.Андрианова [4, 5] не конкретизировали, какой именно фактор брался за основу: аргиллит-алевролитовый состав низов дулгалахской ритмосвиты, сохраняющийся неизменным на исследованной В.Н.Андриановым площади Западного Верхоянья, с развитыми на ней «ледово-морскими» образованиями, или площадное и, как предполагалось, повсеместное развитие последних.

Состояние проблемы. О существовании литологических горизонтов с включением обломков экзотических пород (называемых авторами статьи, вслед за М.Г.Леоновым [17], микститам), приуроченных к различным стратиграфическим уровням пермских толщ в Южном (Восточном) Верхоянье, известно с конца 50-х годов [11, 12]. Дальнейшее изучение верхнего палеозоя в Верхоянье привело к тому, что экзотические породы были описаны еще рядом исследователей, по-разному трактовавших их генезис [1, 2, 6, 14, 15 и др.] и отмечавших крайнюю невыдержанность

таких горизонтов по латерали и нестабильное их количество в вертикальном разрезе.

Обобщив материалы о наиболее изученных стратотипах верхнепалеозойских отложений Южного (Восточного) Верхоянья, Б.С.Абрамов [1] указал на несостоятельность утверждений о возможности региональных корреляций на основе гипотетически единого уровня экзотических пород. Вместе с тем, анализируя опубликованные материалы [1—6, 12—15 и др.], включая и последние данные проведенных геологических съемок и тематических исследований, можно констатировать, что повсеместно в пределах Верхоянского складчатого пояса в разрезах верхней перми зафиксирована и прослеживается маркирующая толща аргиллит-алевролитового состава с подчиненным количеством редких и маломощных пластов песчаников, отнесенных к казанскому ярусу. Толща коррелируется в Южном (Восточном) Верхоянье с низами имтачанской свиты, в зоне перехода от Южного (Восточного) к Западному Верхоянью (междуречье Менкюле—Томпо) — с верхнетерберденской подсвитой, в Западном Верхоянье, в пределах центральной его части, — с нижнедулгалахской подсвитой. Далее к северу меридиональная часть хребта сопоставляется с верхами сюреньской свиты, а в северной части складчатого пояса (Хараулах) — с чинской свитой (рис. 1).

В большинстве пересечений пермских отложений Верхоянского хребта в разрезах казанского уровня среди прочих комплексов фауны встречаются многочисленные брахиоподы *Cancrinelloides obrutschevi* (Lich.), которые нередко образуют (бассейн р.Томпо) выдержанные скопления в виде ракушняковых пластов мощностью до 0,2 м. На восточном склоне хребта, от верховий р.Эчий, далее на юго-восток через пос. Эндыбал (бассейн р. Аркачан), реки Деленджа (бассейн р. Тумара), Барайа и вплоть до р. Тыры, ряд исследователей [2—6 и др.] отмечают в дулгалахской толще и ее аналогах присутствие экзотических пород — микститов [17]. Мощность этих осадков с экзотическими породами и фауной *Cancrinelloides obrutschevi* (Lich.) возрастает с юго-востока складчатого пояса

(Юдомо-Аллах-Юньское междуречье: ручьи Анга и Акачан) на северо-запад (устье р. Лены) от 100 до 400 м. Минимальная мощность осадков зафиксирована в разрезе по р. Дыбы, где она не превышает 35 м. Постоянный литологический состав и черный цвет пород подтверждают характерное своеобразие пермского палеобассейна как единого целого в период седиментации осадков и способствуют повсеместному развитию на данном стратиграфическом уровне (казанское время) однообразного комплекса брахиоподовой фауны. Это заключение свидетельствует о том, что в период накопления осадков на всей территории Верхоянской пассивной окраины существовал единый режим седиментации, соответствующий максимуму трансгрессии палеобассейна, которая способствовала накоплению монофациальной глинистой породы. Этот аргиллит-алевролитовый

репер и рассматривался предшественниками как региональный маркирующий горизонт, что позволяло скоррелировать на литологической основе разрезы, удаленные друг от друга на первые десятки, а нередко и сотни километров.

Фации и обстановки осадконакопления. Верхнепалеозойские отложения широко распространены в пределах Сибири. Они залегают в чехле Сибирской платформы, в мезозойских прогибах, обрамляющих ее с севера и востока и закартированы в складчатых поясах. В Тунгусской синеклизе с мощностью накопившихся осадков в центральной ее части 450—1500 м и в прибортовых участках 100—200 м наблюдается «континентальный», «платформенный» угленосный верхний палеозой. Эти толщи формировались в так называемом «внутриконтинентальном бассейне» с широким набором фаций и фациальных

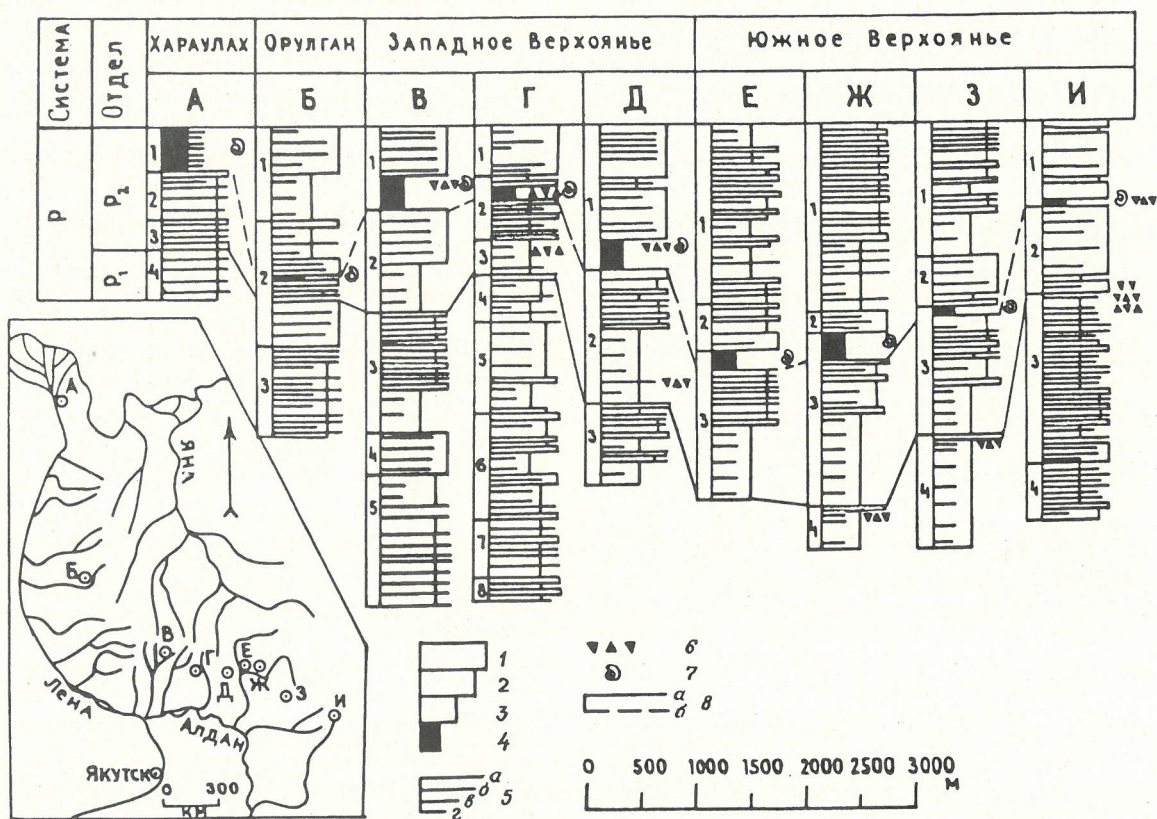


Рис. 1. Корреляция пермских отложений Верхоянского складчатого пояса:

разрезы: А — устье р. Лены, по данным А.С.Каширцева, 1966; свиты: 1 — чинская (400 м), 2 — собольская (460 м), 3 — сахалинская (235 м), 4 — туораская (440 м); Б — р. Собопоп, по данным А.А.Мусалитина, Р.В.Соломиной, 1970; свиты: 1 — дулгалахская (850 м), 2 — сюреньская (1165 м), 3 — хальджинская (860 м); В — р. Тумара, по данным В.Н.Андреева, 1966; свиты: 1 — дулгалахская (750 м), 2 — деленжинская (960 м), 3 — тумаринская (1100 м), 4 — хабахская (390 м), 5 — эчийская (1200 м); Г — р. Барайа, по данным Б.С.Абрамова и др., 1973; свиты: 1 — хальпирская (461 м), 2 — амканджинская (583 м), 3 — молская (322 м), 4 — неньюгинская (438 м), 5 — мучочанская (839 м), 6 — синигичинская (50 м), 7 — эчийская (556 м), 8 — хабахская (240 м); Д — междуречье Хунхада—Имнекан, по данным М.Е.Ерошенко, В.М.Сергеев, 1978; свиты: 1 — дулгалахская (1976 м), 2 — деленжинская (1250 м), 3 — тумаринская (730 м), 4 — арангасская (>1000 м); Е — руч. Средний, по данным А.П.Бабич, 1983; свиты: 1 — опуонская (1631 м), 2 — дадойская (419 м), 3 — теберденская (>1410 м); Ж — руч. Второй Бурунчан, по данным А.П.Бабич, 1990; свиты: 1 — опуонская (1696 м), 2 — дадойская (196 м), 3 — теберденская (1730 м), 4 — арангасская (>450 м); З — р. Дадою, по данным Б.С.Абрамова, 1974; свиты: 1 — опуонская (1160 м), 2 — дадойская (450 м), 3 — теберденская (1230 м), 4 — арангасская (>1000 м); И — р. Дыбы, по данным М.Г.Афанасьева, 1967, 1987; свиты: 1 — имтачанская (753 м), 2 — чамбинская (801 м), 3 — менкеченская (1578 м), 4 — дыбинская (>500 м); 1 — песчаники; 2 — крупнозернистые алевролиты; 3 — мелкозернистые алевролиты; 4 — аргиллиты (маркирующий горизонт); 5 — маломощные прослои (а — песчаники, б — крупнозернистые алевролиты, в — мелкозернистые алевролиты, г — аргиллиты); б — микститы; 7 — брахиоподы *Cancrinelloides obrutchevi* (Lich.); 8 — линии корреляции (а — стратиграфические, б — корреляционные)

обстановок. В краевых депрессиях платформ [16] и складчатых поясах [9] более мощные терригенные отложения накапливались в прибортовой зоне крупнейшего на территории Азии верхнепалеозойского бассейна. В пределах современных границ мезозойских прогибов на севере и северо-востоке Сибирской платформы — Енисейско-Хатангского, Лено-Анабарского и Предверхоянского — пермские толщи изучены преимущественно в естественных обнажениях и по керну колонковых скважин. Они образовались в прибрежно-континентальных, прибрежно-морских, реже морских условиях.

В удаленных от центральной части платформы разрезах п-ова Таймыр и в Верхоянском складчатом поясе отмечаются древние верхнепалеозойские породы, относящиеся к шельфовой зоне и осадкам глубоководной части палеобассейна. В разрезах Западного Таймыра и западного склона Верхоянского хребта, наряду с морскими и прибрежно-морскими толщами, широко распространены прибрежно-континентальные угленосные отложения. На востоке платформы в пределах Вилюйской синеклизы бурением вскрыты преимущественно пермские аллювиально-дельтовые осадки с существенно угленосными и безугольными песчаными фациями. В центральной ее части сверхглубокой скважиной (Средневилюйская К-27) изучен разрез «континентального» верхнего палеозоя мощностью более 3,5 км. На западе и юго-западе в прибортовых зонах синеклизы глубокими скважинами доказано выклинивание терригенных пород этого возраста. Большей степенью грубозернистости характеризуются отложения мощной дельты Палеовилуя, с которыми связывается газоносность верхнего палеозоя Вилюйской синеклизы. В восточном направлении они через далеко вдающиеся в глубь палеобассейна клинья фронтальной части дельтового комплекса постепенно переходят в тонкозернистые отложения побережья и открытой части морского палеобассейна, формируя разрезы восточного склона Верхоянского хребта.

Это классическая модель проградации осадочных образований на ложе континентального склона в пассивных континентальных окраинах большинства известных складчатых поясов. В верхнепалеозойских разрезах восточного склона и осевой части Верхоянского хребта это проявление отчетливо фиксируется по структурной и вещественной характеристикам, а также по генетической принадлежности изученных литостратиграфических толщ. Оно взаимосвязано с возвратно-поступательным движением береговой линии в результате эвстатических колебаний уровня моря на фоне постепенного выдвигания фронтальной части дельты в глубь верхнепалеозойского палеобассейна и заполнения его осадочным терригенным материалом. Поэтому стратиграфическое [10] ранжирование отложений Верхоянского палеобассейна является в принципе вдольбереговым и отражает генетическую модель седиментогенеза. Это также можно наблюдать на примере сочленения Лено-Анабарского прогиба и Хараулаха (Северное Верхоянье), где прослеживаются одни и те же фации и фациальные обстановки с запада на восток.

Продукты лавинной седиментации. Проблемы расчленения и корреляции верхнепалеозойских отложений и наличие в каменноугольных и пермских разрезах Верхоянского складчатого пояса комплекса оползневых образований — так называемых «тиллитов», «олистолитов», «олистостром», приуроченных к фациям фронтальной части палеodelьты и границе шельф — континентальный склон, не перестают обсуждаться [6—9, 13 и др.]. Полевыми наблюдениями эти образования установлены авторами практически на любых стратиграфических уровнях в верхнем палеозое центральной части Верхоянского складчатого пояса. Как известно [9, 13], прибортовая часть Верхоянского палеобассейна являлась зоной лавинной седиментации, что доказывается распространением здесь ископаемых отложений мутьевых потоков, называемых обычно турбидитами [18—22, 24], гравититами [23], конуритами [25, 26], а в Западном Верхоянье — флишоидом [3]. Причем им часто отводится корреляционное значение [5]. Правда, иногда под эти понятия попадали образования различного генезиса, которые неадекватно использовались не только при корреляции территориально близких разрезов, но и в межрегиональных сопоставлениях.

В 1992 г. авторы в результате полевых исследований выяснили, что в прибрежной части верхнепалеозойского бассейна существовали биогермные карбонатные постройки. Они, по видимому, были угнетенными и не имели широкого распространения, но сам факт их существования в зоне интенсивного седиментогенеза — очень редко отмечаемое явление. Мелкие оползшие блоки — «олистолиты» и «олистостры», состоящие из обломков этих построек, включая и шлейфы «плавающих» остроугольных кусков карбонатов в глинистом матриксе, зафиксированы на различных стратиграфических уровнях в верхоянском терригенном комплексе и имеют мощность от единиц до десятков и даже первых сотен метров. В этой связи не исключено, что во многих случаях предшествующие исследователи принимали их за «ледово-морские образования» [3], так называемые «рябчики» [2, 11, 14], которые по общему мнению имели корреляционное значение в виде стратиграфических уровней или горизонтов, а на самом деле характеризовали определенную обстановку осадконакопления [6]. Вместе с тем, крупные олистостры, которые трудно с чем-либо спутать, при среднемасштабном картировании просто не отмечены. Так, съемкой не была закартирована мощная олистоstroma в нижней части юпенчинской (им-танджинской) свиты среднего карбона в верхнем течении р. Соболах-Майан (район стратотипа былькатской свиты в Орулганском антиклинории). Здесь в более чем стометровой, хаотически сложенной, неслоистой, преимущественно тонкозернистой алевролитовой породе, кроме обломков одновозрастных разнотернистых пород, авторами описаны экзотические остроугольные глыбы карбонатаго состава. Мощные карбонатные тела олистоstromов найдены в 1992 г. в подошве тумаринской и дулгалхской ритмосвит на р. Барайа (Бараинский антиклинорий) [22].

Установлено, что карбонатные олисто-

стромы располагаются на двух стратиграфических уровнях и приурочены к низам нижней и низам верхней перми (рис. 2), при этом матрикс вмещающих отложений представлен тонкозернистыми терригенными фациями. Анализ фаций и фациальных обстановок осадконакопления показывает, что они формировались в глубоководных условиях континентального склона и его подножия и их время образования совпадает с максимумом трансгрессии пермского палеобассейна (рис. 3). Поверхность олистостром определяет несогласное их залегание во вмещающем матриксе, что выражается в отчетливых рез-

ких неровностях кровли и подошвы тел (наложение подошвы на терригенный осадок и облекание кровли терригенными слоями). Олистостром состоит из глыб и крупных обломков, чаще остроугольных, реже окатанных, образующих протяженные (первые десятки метров) тела карбонатного состава линзообразной формы максимальной мощностью в местах раздува до 6—7 м.

Промежутки между глыбами заполнены матриксом терригенных пород. В состав олистостром входят окатанные гальки и валуны, глыбы конглобрекций, мелкие окатыши, линзы и глыбы различных осадочных пород

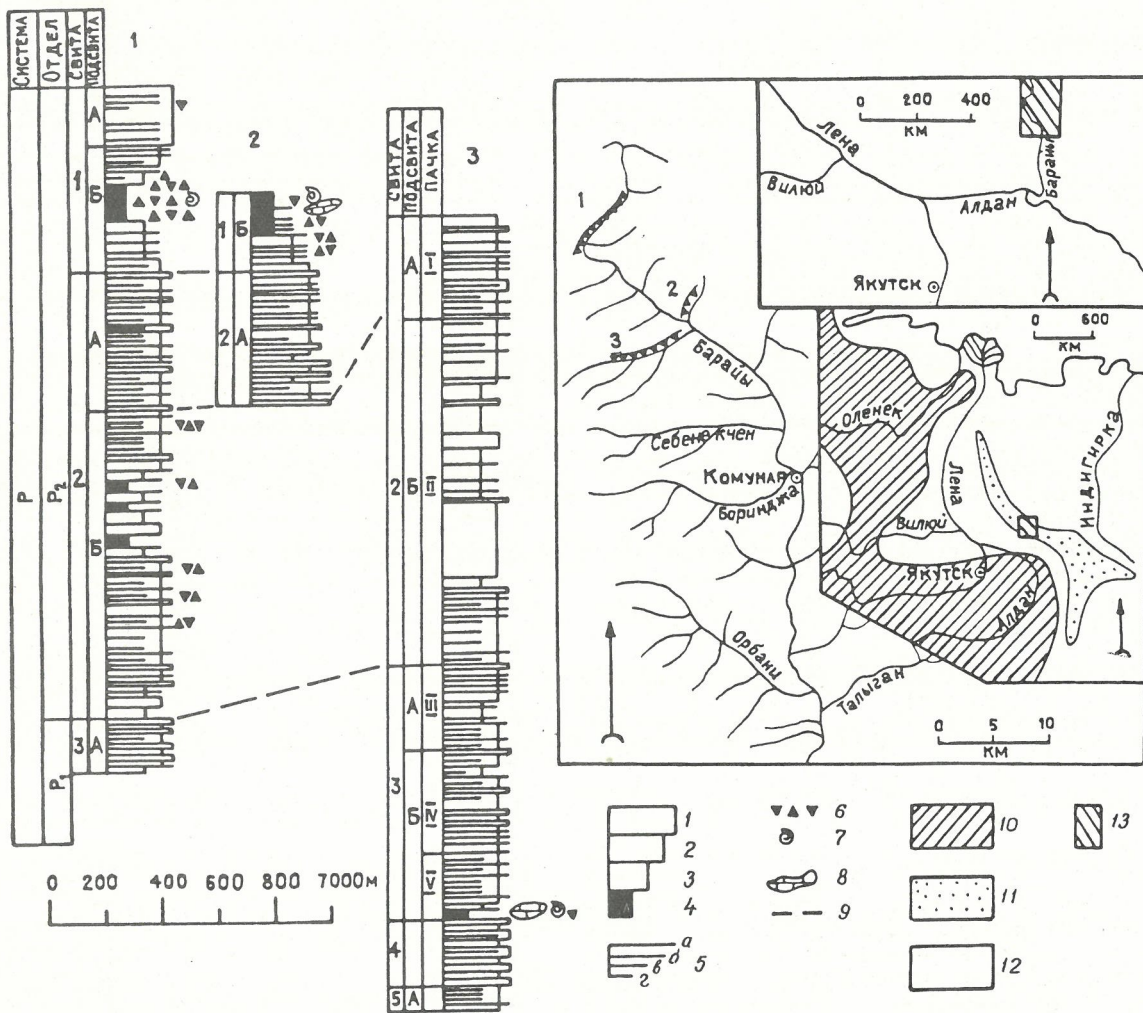


Рис. 2. Фрагмент верхнепалеозойского палеобассейна, местонахождение разрезов и положение олистостромовых тел в пермских отложениях р. Барай:

разрезы, по данным авторов: 1 — верховье р. Барай; свиты: 1 — дулгалахская (699 м), в т.ч. верхняя подсвита А (217 м), нижняя подсвита Б (482 м); 2 — деленжинская (1661 м), верхняя подсвита А (513,5 м), нижняя подсвита Б (1147,2 м); 3 — тумаринская, верхняя подсвита А (>190,5 м); 2 — руч. Дуэусторчатый; свиты: 1 — дулгалахская, верхняя подсвита Б (>290 м); 2 — деленжинская, верхняя подсвита А (>480 м); 3 — р. Нади; свиты: 2 — деленжинская (>1603 м), верхняя подсвита А (пачка I, ненюгинская свита, 315 м), нижняя подсвита Б (пачка II, мугочанская свита, 1288 м); 3 — тумаринская (956 м), верхняя подсвита А (пачка III, себенекенская свита, 327 м), нижняя подсвита Б (пачка IV, тигечанская свита, 375 м и пачка V, толчанская свита, 254 м); 4 — хабахская (250 м); 5 — эжийская, верхняя подсвита А (>90 м); 1 — песчаники; 2 — крупнозернистые алевролиты; 3 — мелкозернистые алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — маломощные прослои (а — песчаники, б — крупнозернистые алевролиты, в — мелкозернистые алевролиты; г — аргиллиты); 6 — микститы; 7 — фауна; 8 — карбонатные олистостромы; 9 — линии корреляции; на врезке: 10 — площадь сноса обломочного материала (суша); 11—12 — то же, накопления обломочного материала (11 — микститов, олистостром — подножие континентального склона, 12 — терригенных фаций — шельф, глубоководная часть морского бассейна); 13 — изученная территория

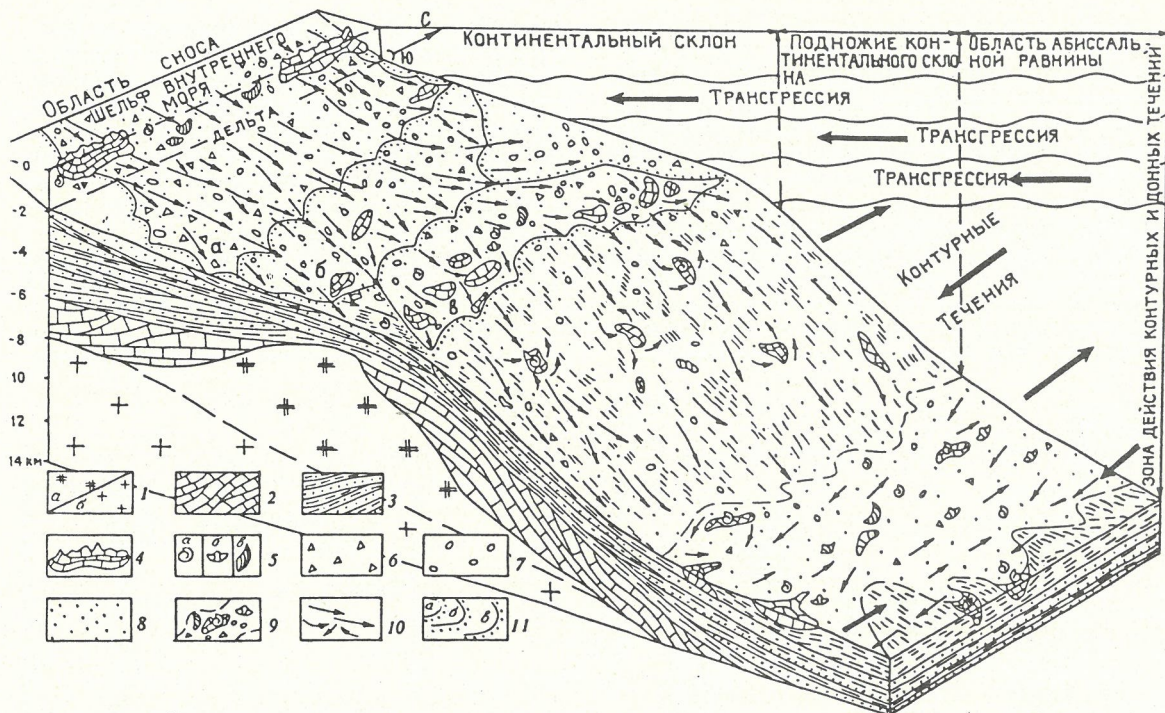


Рис. 3. Модель формирования карбонатных биогермных олистостром в зоне лавинной седиментации пермского палеобассейна:

1 — комплекс основания (а — граниты, б — гранитоиды); 2 — карбонатный комплекс, преимущественно известняки, доломиты, мергели; 3 — терригенный комплекс, верхоянский — преимущественно песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 — биогермные карбонатные постройки, шельф внутреннего моря; 5 — фауна беспозвоночных (а — аммониты, б — брахиоподы; в — двустворки); 6 — грубообломочные фации дельтового комплекса: б — глыбы и валуны, крупные обломки терригенных пород, 7 — мелкие валуны и обломки терригенных пород, крупная галька, щебень, 8 — мелкая галька, гравий, грубозернистые пески, 9 — шлейфы «плавающих» галек, отдельные обломки терригенных пород, обломки и глыбы, тела карбонатных олистостром; 10 — идеализированная демонстрация перемещения породной массы по подводным желобам и каньонам (перемещение, разрушение и захоронение карбонатных биогермных тел из зоны шельфа в область абиссальной равнины; при перемещении к подножию континентального склона карбонатные тела нередко «захватывают» захороненную ранее фауну беспозвоночных, а также фауну в прижизненном состоянии и, перемещаясь в глубоководные части палеобассейна, перезахороняют последнюю в тонкозернистые глубоководные фации); 11 — стадии развития дельты при трансгрессии (а — начальная, б — промежуточная, в — конечная)

(рис. 4). Из тела (водорослевый биогерм), находящегося в подошве тумаринской (толчанской) свиты нижней перми, найдены и определены кораллы *Sochkinephyllum kletzi* sp. n. и водоросли *Rothpletella* sp., которые являются порообразующими, а также совместно с ними захороненные брахиоподы *Crassispifer vakuschewae* Abr. et Grig., *Marinur-nula* ? aff. *chivatschense* (Zal.) и двустворки *Kolybia* sp.* Распространение двустворок и брахиопод ограничено нижним пределом тумаринского (джигдалинского) горизонта региональной шкалы. Кораллы и водоросли свидетельствуют о поздне-раннепермском — позднепермском времени своего развития (точнее пока не определено). Остатки брахиопод из биогермного тела, обнаруженного и изученного в основании дулгалахской (молской) свиты верхней перми и фаунистических остатков, найденных в терригенном мат-

риксе, указывают на одновременность (насколько это позволяет современный палеонтологический метод) формирования самого тела и вмещающих отложений. Этот вывод подтверждается следующим: в теле олистостром, представленной в отдельных глыбах глинистым известняком, известковым аргиллитом (переход постепенный) и водорослевым известняком, встречены многочисленные крупные формы *Cancrinelloides obrutschevi* (Lich.) и *Neospirifer* cf. *paranitiensis* (Zav.). Вблизи олистостром в вмещающем терригенном матриксе найдены редкие остатки *Cancrinelloides obrutschevi* (Lich.). Обнаруженные брахиоподы были широко распространены в раннедулгалахское (гижигинское) время, что по современным представлениям соответствует казанскому веку.

Кроме того, вышеизложенное подтверждаются результаты проведенных аналитических исследований. Установлено, что в минеральном составе отобранных проб из олистостром, расположенных на разных стратиграфических уровнях, участвуют в основном минералы группы карбоната (кальцит, доломит), существенно силикатные (кварц, полевой шпат) и алюмосиликатные (каолинит,

* Здесь и далее определения выполнены А.Б.Ивановским — кораллы, В.А.Лучиной — водоросли, М.М.Астафьевой — двустворки, А.Г.Клец брахиоподы. Коллекция находится в лаборатории стратиграфии и палеонтологии НПО «СибГЕО» СНИИГ-ГМС, зарегистрирована под №500.

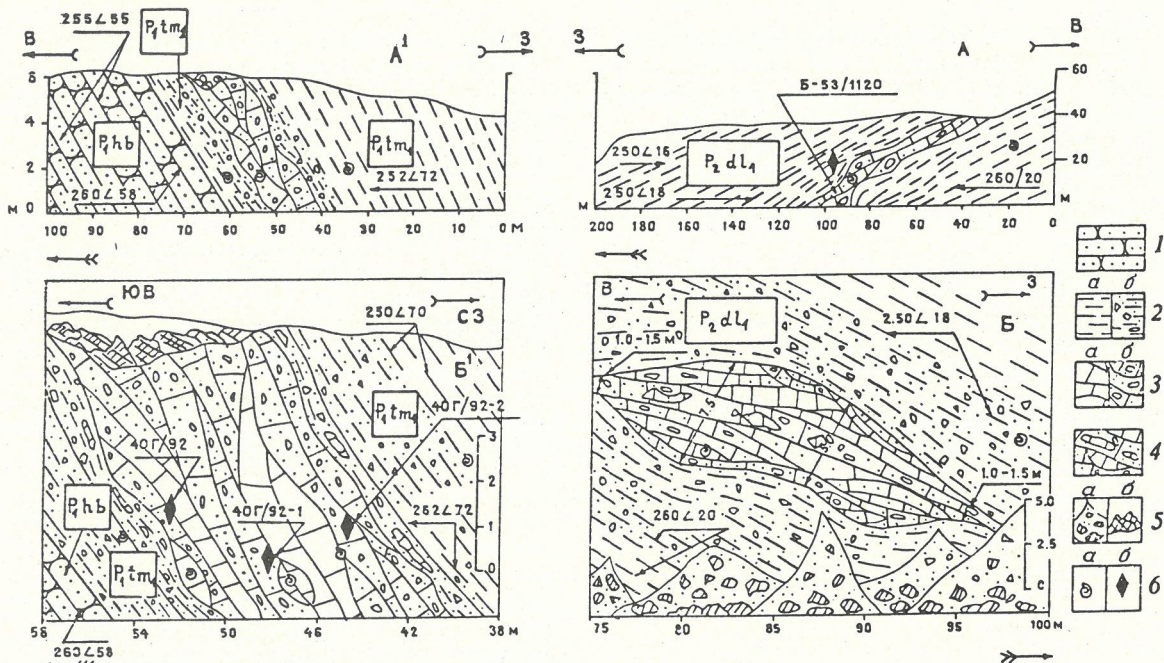


Рис. 4. Схематические зарисовки положения карбонатных олистостром в пермских разрезах р. Барайа:

руч. Двустворчатый: А — разрез по правому борту, Б — зарисовка стенки левого борта; р. Нади: А' — разрез по правому борту, Б' — зарисовка правого борта; 1 — песчаники; 2 — мелкозернистые алевролиты, аргиллиты (а — без включений микститов, б — с включением микститов); 3 — карбонатные олистостромы (а — органогенные известняки, б — известняки, доломиты, обломки чужеродных пород); 4 — линзы и обломки органогенных известняков; 5 — овалы конуса склонового делювия, осыпи; 6 — пункты находок фауны (а) и опробования отложений на рентгеноструктурный и химический анализы (б); 7 — свиты и их возраст: P_1hb — хабахская, P_1tm — тумаринская (толчанская), нижняя подсвита; P_2dl_1 — дулгалахская (молская), нижняя подсвита

гидрослюда) (рис. 5). Результаты рентгеноструктурного и качественного пересчета химических анализов на минеральный состав позволяют говорить о достаточно близком минеральном составе разновозрастных карбонатных образований. Этот вывод находит подтверждение и в однотипном наборе микроэлементов как в количественном, так и в качественном отношении (таблица).

Следует отметить, что следов существенных тектонических воздействий как на олистостромы (в отдельных телах и глыбах), так и на аргиллит-алевролитовый матрикс не наблюдается. Не отмечено какого-либо динамического воздействия с эффектами больших давлений и продуктами метаморфизма. Только эти факторы, являясь производными надвиговых структур (шарьяжей), могли привести к формированию так называемых «олистостромовых тектонитов». На самом деле генезис данных карбонатных олистостром объясняется их не тектонической природой.

Дискуссия. Предметом дискуссии является вопрос о формировании карбонатных олистостром в бассейне с терригенным осадконакоплением. Ответ на него в какой-то мере зависит не только от полученных авторами результатов палеонтологических и лабораторных исследований, но и в определенной степени от расшифровки условий возникновения самой «карбонатной постройки» в бассейне с терригенным осадконакоплением. Важно отметить, что формирование карбонатных построек бок о бок с терригенными фациями — следствие существования сме-

шанных береговых линий [20]. Согласно Р.Ч.Селли [20], комбинация условий, способствующих образованию смешанных карбонатно-терригенных береговых линий, особенно благоприятна для возникновения карбонатных рифовых построек. Как же происходило формирование карбонатных рифовых построек на территории пассивной окраины Сибирского континента?

По мнению авторов, когда область сноса поставляла большое количество осадков и морские течения не могли его переработать, образовывалась дельта (в данном случае дельта Палеовилуя, охватывающая территорию фронтальной части Западно-Верхоянской дуги). Там же, где морские течения были способны перераспределить весь поступающий осадочный материал, формировались линейные береговые линии, нередко с барирами и барьерами. В частях шельфа с незначительным притоком терригенного осадка вместо грубообломочных терригенных фаций могли ограниченно накапливаться тонкие терригенные осадки на карбонатном цементе. Трансгрессии чередовались с регрессивными понижениями уровня моря, происходила субаэральная экспозиция краевых зон шельфа и цементация тонких терригенных фаций на карбонатном цементе. На шельфе господствовали континентальные и морские условия осадконакопления, терригенные осадки сносились по каналам, прорезавшим зону шельфа и отлагались на дне бассейна в виде турбидитов. Периодическое осушение шельфа приводило к цементации терриген-

ных фаций, в т.ч. и на карбонатном цементе, что давало возможность на литифицированном субстрате формировать органогенные постройки. Этот идеальный, скорее всего, ограниченный по площади субстрат и был тем базисом, на котором впоследствии развились кораллы *Sochkinephyllum* и водоросли *Rothpletthella*, найденные в карбонатных олистостромах.

Принято полагать, что рифы — это типичные образования шельфов, где осадконакопление происходит в условиях морского мелководья, без привноса терригенного материала. Они чаще образуются у края шельфа, там где он переходит в более глубокий бассейн. Если рифы действительно развивались на мелководье, то их рост должен самым тесным образом зависеть от изменений уровня моря. Жизнедеятельность рифовых организмов невозможна выше уровня моря, т.к. длительная субаэральная экспозиция действует на них губительно. Не могут они развиваться и на

больших глубинах, поскольку водоросли существуют лишь в зоне проникновения солнечного света. Следовательно, быстрый подъем уровня моря приводит к гибели рифа в связи с большой глубиной, а быстрое снижение вызывает быструю гибель рифа и интенсивное его разрушение из-за длительной экспозиции.

Авторы склонны считать, что наличие смешанных береговых линий и развитие ограниченных площадей с терригенными осадками на карбонатном цементе реальны, так же как и существование рифовых карбонатных построек в пермском бассейне в зоне лавинной терригенной седиментации. Это объясняет анализ дифрактометрических кривых глинистой и карбонатной фракций олистостромовых тел (см. рис. 5). Сочетание на графиках очень четких и интенсивных рефлексов кальцита и доломита с рефлексами кварца и полевого шпата в обоих телах свидетельствует о том, что эти компоненты на момент формирования карбонатных построек были основными — порообразующими. В глинистой фракции кривые рефлексов кварца (интенсивные пики) и в аморфной фазе рефлексы гидрослюда и каолинита (хлорита) также указывают на присутствие минералов карбонатных материнских пород совместно с материнскими терригенными. Следовательно, наличие кварца в карбонатных телах можно объяснить выносом свободного кремнезема при разложении полевых шпатов (аморфная

Результаты химических (%) и полуколичественных (г/т) спектральных анализов пород, составляющих карбонатные олистостромы

Компоненты	40Г/92	40Г/92-1	40Г/92-2	B53/1120
SiO ₂	20,00	33,80	13,00	19,20
TiO ₂	0,18	0,22	0,13	0,14
Al ₂ O ₃	4,71	5,83	2,98	3,34
Fe ₂ O ₃	1,22	1,64	0,77	0,95
FeO	1,51	1,58	1,51	1,26
MnO	0,10	0,16	0,11	0,24
MgO	2,25	1,88	2,25	1,88
CaO	35,57	26,63	40,73	37,38
K ₂ O	0,54	0,63	0,55	0,43
Na ₂ O	1,75	2,38	1,05	1,49
P ₂ O ₅	0,14	0,18	0,15	0,13
SO ₃	1,30	1,55	0,94	0,80
CO ₂	30,30	23,59	34,30	31,00
П.п.п.	1,20	0,59	1,00	0,80
Сумма	100,77	100,66	99,47	99,04
B	15	20	10	15
P	300	500	—	—
Ti	700	700	500	700
V	50	100	30	50
Cr	50	50	20	30
Mn	500	500	300	1000
Co	3	5	2	3
Ni	15	20	7	10
Cu	30	30	15	20
Zn	30	70	50	30
Ga	3	5	2	3
Y	30	30	30	30
Nb	—	—	—	10
Mo	5	10	5	5
Ag	0,1	0,1	—	0,1
Sn	—	1	—	—
Pb	15	10	5	7

Примечание. Химические анализы выполнены в 1992 г. в ЦЛ ЯГПСЭ (г. Якутск) Т.Р.Забугой, спектральные — Г.В.Андреевой.

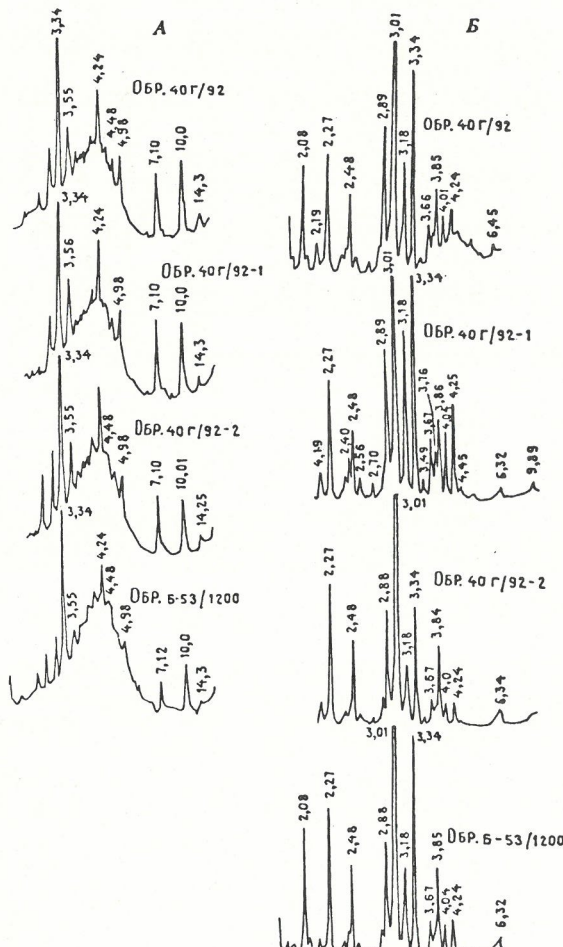


Рис. 5. Дифрактометрические кривые результатов рентгеноструктурного анализа пермских карбонатных олистостромов. Барайа, Баранский антиклинорий:

кривые: А — глинистая фракция — гидрослюда, каолинит; Б — карбонатная фракция — кальцит, доломит, кварц, полевые шпаты; валовые пробы: 40Г/92; 40Г/92-1; 40Г/92-2 — из тела подошвы тумаринской (толчанской) свиты; Б53/1120 — то же, дулгалахской (молской) свиты; анализы выполнены в 1992 г. в ЦЛ ЯГПСЭ (г. Якутск) С.Я.Федоровой

зона на кривых глинистой фракции), что подтверждает формирование в пермском палеобассейне наряду с карбонатами и терригенных осадков — песчаников, алевролитов, аргиллитов. С другой стороны, хотя содержание кальцита и доломита высокое, значительное количество продуктов их выветривания (гидрослюда, каолинит) присутствует в карбонатных олистостромах. Кварц в карбонатных телах мог быть сорбирован как из песчаников, алевролитов и аргиллитов, так и из свободного кремнезема при разложении полевых шпатов. Следовательно, можно допустить, что карбонатные постройки в виде рифов формировались в палеобассейне бок о бок с терригенными осадками на ограниченных площадях. Субстратом в данном случае могли служить терригенные осадки на карбонатном цементе, которые после субаэральной экспозиции и литификации являлись базисом и способствовали развитию колоний кораллов и породообразующих водорослей.

Итак, в свете изложенного распространение в пермском разрезе Верхоянского складчатого пояса карбонатных олистостромовых тел необходимо рассматривать как доказательство их прямой генетической принадлежности к продуктам лавинной седиментации. В данном случае эти тела следует относить к аллохтонным осадочным образованиям — производным процессов разрушения рифоподобных построек. Разрушение карбонатных построек и переотложение их в виде карбонатных олистостром связывается авторами с эвстатическими колебаниями в морском палеобассейне, по времени соответствующими периоду максимума трансгрессии. Транспортировка происходила по ложу континентального склона Верхоянской пассивной окраины, а рассеивание аллохтонных продуктов в глубоководные части морского бассейна — контурными и придонными течениями. При этом захоронение карбонатных тел и формирование глубоководного тонкозернистого терригенного матрикса были синхронны. В целом эта интереснейшая во всех отношениях проблема, связанная с формированием карбонатных олистостром в бассейнах с терригенным осадконакоплением, еще окончательно не решена и требует тщательного изучения при исследованиях обширной зоны лавинной седиментации в Верхоянском складчатом поясе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов Б.С.* Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Южного Верхоянья. — Новосибирск: Наука, 1974.
2. *Абрамов Б.С., Григорьева А.Д.* Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. — М.: Наука, 1988.
3. *Андрюанов В.Н.* Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. — М.: Наука, 1966.
4. *Андрюанов В.Н., Андрюанова В.А.* Некоторые данные о ледовом типе литогенеза, о климатическом и температурном режиме осадконакопления верхоянского терригенного комплекса в позднепалеозойское время // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1962. Вып. 9. С. 17—31.
5. *Андрюанова В.А.* О вулканогенных породах верхней перми Западного и Южного Верхоянья и их корреляционном значении // Проблемы стратиграфии девонских, пермских и триасовых отложений Верхоянья. Якутск, 1975. С. 120—132.
6. *Белозерцева Н.В., Силичев М.К.* К генезису верхнепермских тиллитовидных пород Южно-Верхоянского синклинария // Литология и полезные ископаемые. 1978. № 2. С. 152—159.
7. *Будников И.В.* Принципы и результаты изучения цикличности осадконакопления верхнепалеозойских отложений Верхоянского палеобассейна // Практические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. Новосибирск, 1988. С. 10—113.
8. *Будников И.В., Гриненко В.С., Давыдов Н.Е.* Проблемы стратиграфии каменноугольных отложений Западного Верхоянья // Стратиграфический и литофашиальный анализ верхнего палеозоя Сибири. Новосибирск, 1991. С. 32—44.
9. *Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г.* Верхоянский складчатый пояс — ключевой регион для решения основных проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 42—46.
10. *Гриненко В.С.* Принципы стратиграфического районирования пермских отложений Верхоянья // Актуальные проблемы региональной геологии Сибири (стратиграфия, тектоника, палеогеография, минератения). Тез. докл. Новосибирск. 1992. С. 59—60.
11. *Домохотов С.В.* Биостратиграфия верхней перми и мезозоя Восточного Верхоянья // Учен. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. Л., 1959. Вып. 9. С. 3—9.
12. *Домохотов С.В.* О татарском ярусе Восточного Верхоянья // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1960. Вып. 14. С. 27—33.
13. *Егоров А.Ю.* Лавинная седиментация — основной процесс в формировании Верхоянского комплекса // Докл. РАН. 1993. Т. 332. № 3. С. 346—351.
14. *Коростелев В.И.* Геология и тектоника Южного Верхоянья. — Новосибирск: Наука, 1982.
15. *Кузнецов В.В., Масюлис В.В.* К стратиграфии верхнепермских отложений бассейна рр. Барайа и Делюны (Западное Верхоянье) // Геология и полезные ископаемые Якутии. Тез. докл. Якутск. 1970. С. 206—208.
16. *Литостратиграфия* верхнего палеозоя краевых прогибов северо-востока Сибирской платформы (Коллектив авторов) // Стратиграфический и литофашиальный анализ верхнего палеозоя Сибири. Новосибирск, 1991. С. 5—13.
17. *Леонов М.Г.* Как «приручили» дикий флиш // Природа. 1988. № 9. С. 42—50.
18. *Лисицин А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. — М.: Наука, 1988.
19. *Рейнек Г.Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. — М.: Недра, 1981.
20. *Селли Р.Ч.* Древние обстановки осадконакопления. — М.: Недра, 1989.
21. *Хединг Х.Г., Коллинсон Дж.Д., Аллен Ф.А.* и др. Обстановки осадконакопления. — М.: Мир, 1990. Т. 1.
22. *Grinenko V.S., Budnicov I.V., Klets A.G.* Genesis of olistostromes and problems of formation of nappe structures in the central Verkhoyansk Foldbelt (East Yakutia) // XIII International Congress on Carboniferous-Permian. Abstracts. Krakow, 1995. P. 47—48.
23. *Kuenen. Ph* The turbidity problem: some comments // New Zel. Jor. of Geoph. 1970. Vol. 13. № 3. P. 852—857.
24. *Middleton G., Hampton M.* Sediment gravity flow: mechanism of flow and deposition // Soc. Econ. Paleon. and Miner. Pacific section. 1973. P. 1—38.
25. *Piper D.J.W.* Turbidites muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches. Strasbourg, 1978. P. 163—175.
26. *Stow D., Lovell B.* Contourites: their recognition in modern and ancient sediments // Earth-Science Rew. 1978. Vol. 14. № 3. P. 251—291.

клавов при выносе из глубин диоксида углерода по разрывным нарушениям [4, 9], что подтверждается наблюдаемым процессом залечивания катаклазированного пласта амфиболитов кальцифиром плейчатой текстуры.

На расстоянии 1,6 км восточнее Спиридоновского разлома по р. Каменка наблюдается дайка диабазов, будинированная в субстрате полосчатого кальцифира, согласно со сланцеватостью нижнепротерозойских сланцев. Кальцифир состоит из мелкозернистого лепидогранобластового кальцита с хлоритом и серицитом до 10% и равномерно рассеянного пирита. Дайка раздроблена и растащена в массе кальцифира, где последний залечивает все трещинки, а полосчатость кальцифира повторяет все неровности обломков дайки. Все это свидетельствует об образовании кальцифира при гидротермально-метасоматическом процессе с течением массы в состоянии критической температуры фазового перехода. Если бы не будинированная дайка, кальцифир можно было бы принять за пласт мраморизованного известняка.

Известно, что метаморфизм как единый процесс для всех пород приводит к сближению их облика и петрографических свойств, что осложняет картирование разновозрастных толщ, стирая различия между палеозойскими и рифейскими, рифейскими и нижнепротерозойскими толщами, особенно когда они близки по первичному литологическому составу. Так, около Спиридоновского разлома по р. Эджекал закартированные ранее как рифейские филлитовидные сланцы и мраморы оказались ордовикскими, что доказано находками конодонтов. По зоне Оссалинского разлома толщи кварцитовидных песчаников спиридоновской свиты рифея трудноотличимы от кварцитов ороеской свиты нижнего протерозоя, а филлитовидные алевролиты первой от филлитов второй. Главными признаками их различия при этом являются четкое представление об их стратиграфическом строении и наличие маркирующих пластов доломитов в спиридоновской свите.

Таким образом, отчетливая вертикальная зональность метаморфизма свидетельствует о том, что Приколымское поднятие является жесткой глыбой литосферы с мощным кристаллическим фундаментом и осадочным чех-

лом. В последующем она была разбита протяженными продольными разломами, по зонам которых развивались сложные тектонические структуры с наложенным метаморфизмом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беус В.А. Возраст и геолого-петрохимические особенности метаморфических ортопород Приколымского докембрийского комплекса // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л., 1992. С. 65—85.
2. Абрамович И.И., Бурдэ А.И., Вознесенский В.Д. и др. Геодинамические реконструкции (Методическое пособие для региональных геологических исследований). — Л.: Недра, 1989.
3. Гринберг Г.А., Гусев Г.С. и др. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. — М.: Наука, 1981.
4. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Ушакова Е.Н. Метаморфические фации и формации. — Новосибирск: Наука, 1985.
5. Комар В.А., Работнов В.Т. Верхний докембрий Северо-Востока СССР // Изв. АН СССР. Серия геол. 1976. № 8. С. 5—16.
6. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. — М.: Мир, 1984.
7. Николаев А.А., Пепеляев Б.В. Северо-Восток СССР // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., 1963. С. 468—476.
8. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. — М.: Недра, 1985.
9. Перчук Л.Л. Равновесие породообразующих минералов. — М.: Наука, 1970.
10. Постельников Е.С., Пушаровский Ю.М. О тектоническом строении Приколымского поднятия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34. № 6. С. 23—37.
11. Протопопов Р.И., Кириллин И.Д. Тектонофациальный анализ Приколымского поднятия (Восточная Якутия) // Труды I-го Всесоюзного тектонофациального совещания. Алма-Ата, 1990. С. 25—35.
12. Русаков И.М., Виноградов В.А. Эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная области Северо-Востока СССР // Уч. зап. НИИГА. Регион. геол. 1969. Вып. 15. С. 5—27.
13. Ткаченко В.П., Щербакова И.П. О строении и метаморфизме докембрия Приколымья // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. Магадан, 1991. С. 74—87.
14. Третьяков Ф.Ф. Эволюция тектонических структур Колымского массива. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987.
15. Шишкин В.А. Метаморфический комплекс Приколымского поднятия и его металлогенность. — М.: Наука, 1979.

УДК 551.71 (571.56)

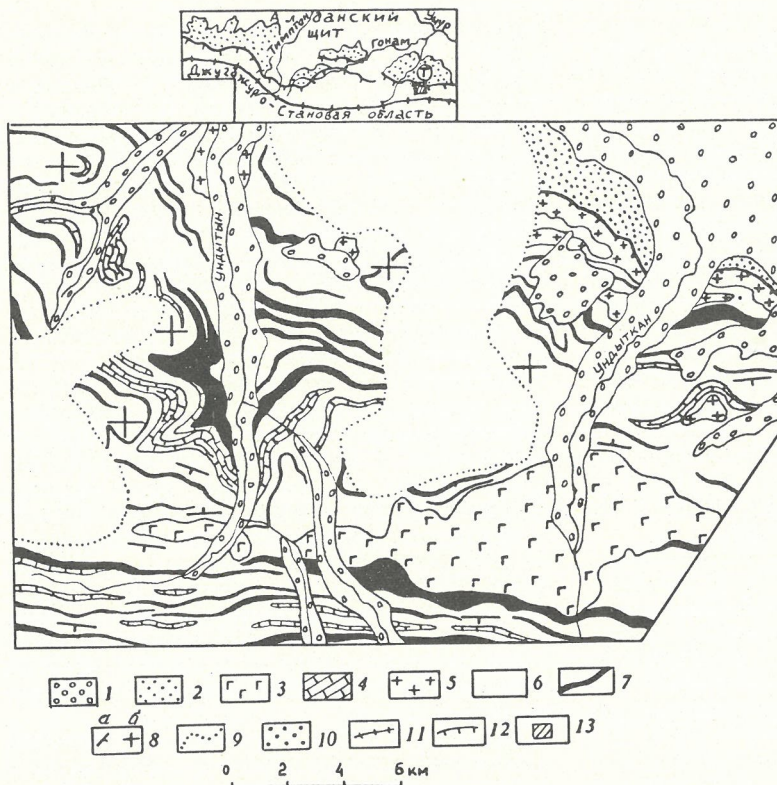
© А.М.Амарская, В.Г.Амарский, 1997

Генезис нижнеархейских кристаллических пород Алданского щита

А.М.АМАРСКАЯ, В.Г.АМАРСКИЙ (ГТГП «Южякутгеология»)

Согласно современной парадигме, базирующейся на актуалистическом подходе к геологической истории протогея, нижнеархейские слоисто-полосчатые толщи, сложенные гнейсами и кристаллическими сланцами, являются продуктами регионального метаморфизма вулканогенно-осадочных отложений. Теоретически парагенезисы минералов нижнеар-

хейских кристаллических пород образуются в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма при температурах 600—1000 °С и давлениях до 1—1,2 ГПа [4]. Отсюда следует, что колоссальные объемы первичного вулканического и осадочного вещества неизбежно должны погружаться на некоторую глубину, где в соот-



Схематическая геологическая карта изучаемого района:

1 — ледниковые и аллювиальные отложения; 2 — юрские терригенные отложения; 3 — нижнепротерозойские габбро и анортозиты Верхнеундытканского массива; архейские породы: 4 — мраморы, кальцифиры, 5 — граниты, 6 — чарнокиты, чарноэндербиты, 7 — эндербиты, монцоэндербиты, мангериты; 8 — залегание слоистости и полосчатости в кристаллических породах (а — наклонное, б — горизонтальное); 9 — границы изучаемой площади; на обзорной схеме: 10 — юрско-меловые угленосные отложения; 11 — граница Джугд-Становой области Алданского щита; 12 — надвиги, взбросы; 13 — район исследований; Т — Токинская угленосная впадина

ветствующих *РТ*-условиях породы будут перекристаллизованы и приобретут наблюдаемые ныне состав, структуру и текстуру.

Перекристаллизация вещества в *РТ*-условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма изменяет структурные и текстурные особенности метаморфизуемых осадочных и вулканических пород. Структура регионально-метаморфических пород определяется индивидуальными особенностями кристаллизации каждого из метаморфических породообразующих минералов и в отличие от магматических пород не отражает последовательность и историю процесса. В связи с этим считается, что первичное состояние или происхождение вещества, претерпевшего метаморфизм амфиболитовой и тем более гранулитовой фаций, не определимы. Исключением являются мраморы, кальцифиры, кварциты, возможно, высокоглиноземистые гнейсы, широко развитые в нижнеархейских слоисто-полосчатых толщах. Они признаются первично-осадочными из-за специфичности состава, наличия вещественных аналогов в осадочных фанерозойских толщах и отсутствия сравнимых объемов аналогичных по химизму пород среди продуктов магматических и постмагматических процессов неогей.

В свете изложенного определенный интерес представляют некоторые факты, установленные авторами при проведении геолого-поисковых работ в юго-восточной части Алданского щита в бассейне верхних течений рек Ундыткан и Ундуйткан (Токинский Становик).

Изучаемая площадь является частью крупного прекрасно обнаженного аллохтонного блока, взброшенного в послераннемеловое время по отношению к автономной Токин-

ской угленосной впадине более чем на 1000 м. В пределах блока в настоящее время на дневную поверхность выведена нижнеархейская слоисто-полосчатая толща, сложенная преобладающими гиперстеновыми гнейсами (чарнокитами, чарноэндербитами) лейко-мезократового облика, мезо-меланократовыми гиперстеновыми и двупироксеновыми кристаллическими сланцами (эндербитами, монцоэндербитами, мангеритами), мраморами и кальцифирами (рисунк). Толща прорвана многочисленными согласными и секущими телами гранитов, предположительно позднеархейских.

Залегание толщи субгоризонтальное, осложненное в южной части площади приразломным крутопадающим флексурным изгибом. В северной части, прилегающей к тектоническому контакту с фанерозойскими отложениями Токинской угленосной впадины, залегание нижнеархейских пород нарушено интенсивнейшей тектонической деструкцией кристаллических пород, сопровождающейся обширными зеленокаменными изменениями. В гнейсах и кристаллических сланцах практически отсутствует осложняющая складчатость высоких порядков.

Таким образом, слоисто-полосчатая толща — типичный представитель нижнеархейских разрезов востока Алданского щита, сложенных гнейсами и кристаллическими сланцами, сформировавшимися в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма при температуре 820—900 °С и давлении 0,9—0,95 ГПа [4].

В процессе макро- и микроизучения нижнеархейских пород описываемого района выявлены следующие факторы, противоречащие об-

щепринятым представлениям об их геологии и генезисе. В линзах и пластах мраморов и кальцифиров часто встречаются угловатые и остроугольные обломки (ксенолиты) вмещающих чарнокитов и эндербитов, а также позднеархейских гранитов [1] и отсутствующих в разрезе слоисто-полосчатой толщи клинопироксен-амфиболовых диоритов, для которых характерна ярко выраженная призматически-зернистая структура. Полосчатость и слоистость в ксенолитах ориентированы хаотично, отклоняясь до 90° по отношению к залеганию тел карбонатных пород. Последние либо согласны с залеганием вмещающей слоисто-полосчатой толщи, либо секут ее под острыми углами. Ксенолиты, экзо- и эндоконтакты тел карбонатных пород практически некатаклазированы. Наблюдаются апофизы мраморов и кальцифиров мощностью до 5—8 м, отходящие от линз и пластов в их кровлю и почву, секущие слоистость вмещающих пород под различными углами.

Залегание полосчатости в эндоконтактах карбонатных тел в целом согласно с залеганием контактов; с удалением от них слоистость карбонатных пород становится невыдержанной и неупорядоченной, а в контактах с ксенолитами приспособленной к ограничениям последних. Данные взаимоотношения карбонатных и алюмосиликатных пород необъяснимы с позиций седиментационного происхождения мраморов и кальцифиров. Они свидетельствуют, скорее, о том, что карбонатные породы района аллохтонны, инъецированы в межслоевые трещины гнейсово-сланцевой толщи, причем уже после становления позднеархейских гранитов. Механизм инъекций мог быть двояким: путем нагнетания карбонатного вещества тектоническими силами или интрузивный. Интрузивная модель более предпочтительна, так как тектоническое нагнетание, вероятно, должно сопровождаться интенсивной дезинтеграцией, деструкцией и обработкой поверхности захваченных и перемещаемых обломков вмещающих пород, а также зерен силикатных минералов, в обилии встречающихся в кальцифирах. В реальных разрезах и обнажениях эти процессы не наблюдаются. Кроме того, тектонической модели в какой-то мере противоречит факт присутствия среди ксенолитов клинопироксен-амфиболовых диоритов характерного облика и состава, которых нет во вмещающей гнейсово-сланцевой толще.

Отличительная особенность строения слоисто-полосчатой толщи чарноэндербитового состава — наличие в ней многочисленных линзовидных, угловатых, остроугольных и обрывчатых ксенолитов размером от десятков сантиметров до десятков метров в поперечнике. Ксенолиты сложены массивными и порфировидными меланократовыми породами, состав которых отвечает габброноритам и двупироксеновым меланодиоритам; структура габбровая, габбро-офитовая, диоритовая. Полосчатость вмещающих чарнокитов и эндербитов в контактах с ксенолитами подчинена ограничениям последних и выглядит как типичные текстуры течения магматического расплава.

Детальное петрографическое изучение

пород слоисто-полосчатой толщи свидетельствует о том, что кристаллизация породообразующих минералов в гнейсах и кристаллических сланцах (чарнокитах и эндербитах) проходила в полном соответствии со схемой Боуэна: максимальным идиоморфизмом отличаются клино- и ортопироксены, в меньшей мере роговая обманка и андезин. Интерстиции этих минералов выполнены ксеноморфным калишпатом и кварцем. Поэтому все тектонически неизменные разновидности пород толщи характеризуются разнообразными гипидиоморфно-зернистыми, без признаков бластеза, структурами и такситовой текстурой. Агрегаты зерен ортопироксена и андезита нередко имеют пойкилито-интерсертальную структуру, широко распространенную в фанерозойских норитах [2]. Повсеместно встречаются закономерные сращения клино- и ортопироксенов, внешне похожие на полисинтетические двойники плагиоклазов. Иногда отмечается обрастание зерен клинопироксена каймами бронзита и гиперстена. Цветные минералы и плагиоклазы нередко образуют гломеропорфировые сращения, поэтому в гнейсах и сланцах широко развиты сериально-порфировые и порфировидные структуры.

Указанные выше особенности строения слоисто-полосчатой толщи, ее петросостав и структура пород сходны с наблюдаемыми в крупных расслоенных интрузивах фанерозоя, полосчатое строение которых является следствием кристаллизационной и гравитационной дифференциации структурированных магматических расплавов [3].

Совокупность изложенных выше фактов свидетельствует о первично-магматическом происхождении нижнеархейской слоисто-полосчатой толщи изучаемого района и аллохтонном залегании в ней, вероятно, интрузивных карбонатных пород. Прекрасная сохранность в гнейсах и кристаллических сланцах магматических структур и такситовых текстур не объяснима с позиций гранулитового метаморфизма первичной вулканогенно-осадочной толщи. Сомнительно, чтобы толща, побывавшая в термодинамических условиях гранулитовой фации, сохранила первоначальное горизонтальное залегание, тем более без осложняющей малоамплитудной и хаотичной складчатости. Кроме того, неизбежно возникает вопрос о силах и механизме погружения менее плотных вулканогенно-осадочных пород в мантию. В связи с этим закономерен вывод о том, что нижнеархейская слоисто-полосчатая толща района является продуктом длительной ритмичной кристаллизации крупного плутона или, что вероятнее, первичного расплава внешней оболочки Земли, возникшей на ранних этапах ее истории.

Гранулитовые комплексы, аналогичные описанному выше и имеющие сходные состав, структуру и текстуру, широко развиты на Алданском щите. Аналогичными структурно-текстурными особенностями обладают и породы, относимые к амфиболовой фации регионального метаморфизма. На основании вышесказанного нижнеархейские

метаморфические комплексы следует рассматривать как древнейшую расслоенную первично-магматическую протокору, метаморфические преобразования которой носили только регрессивный, зональный характер. В связи с этим должна быть пересмотрена и кардинально изменена методика изучения и геологического картирования толщ, сложенных нижнеархейскими кристаллическими породами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кастрыкина В.М.* Петрология сутамского метаморфического комплекса: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — М., 1974.
2. *Половинкина Ю.Ир.* Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород. — М.: Недра, 1966. Ч. 1.
3. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. — М.: Мир, 1970.
4. *Фации метаморфизма.* — М.: Недра, 1970.

Геофизика и глубинное строение

УДК 550.83.551.24(571.56)

© В.Д. Габышев, 1997

Строение фундамента Якутии по геолого-геофизическим данным

В.Д. ГАБЫШЕВ (ГУП ЯПСЭ)

Проблема выяснения геологического строения фундамента территории Республики Саха (Якутия) многопланова и неотделима от решения вопросов картирования самой верхней его части, включая и обнажающиеся на поверхности участки Алданского и Анабарского щитов [1, 9, 13, 16-19]. Именно здесь устанавливается контрастность свойств пород и комплексов докембрия, формирующих те или иные геофизические аномалии и зоны, а материалы последних гравимагнитных съемок, данные бурения и результаты изучения ксенолитов метаморфических пород в кимберлитовых трубках подтверждают справедливость ранее высказанного мнения о продолжении изученных на открытых частях комплексов и структур под плитные образования [3, 12 и др.].

Результаты площадных гравимагнитных съемок, как наиболее эффективных при решении перечисленных проблем, периодически использовались многими исследователями, так же как и данные других геофизических методов, главным образом сейсмо- и электроразведки.

Известно, что особенно широко геофизические исследования проводились и проводятся в Западной Якутии в связи с поисками алмазов, нефти и других видов минерального сырья. Результаты их интерпретации изложены в многочисленных публикациях, но большой объем информации остается в производственных отчетах и не известен широкой публике. На материалах подобного рода и основаны представления автора по затронутой проблеме. Отметим, что работы Геофизической экспедиции № 6, проводившей аэрогеофизические и наземные работы на щитах с 1975 г., позволили классифицировать особенности гравимагнитных и спектрометрических полей и увязать их с вещественными комплексами, доступными для изучения с поверхности. Количественный (числовой) характер получаемой при этом информации позволяет осуществлять математическое моделирование по опорным разрезам и строить объемные геолого-геофизические модели, частично используя опубликованные ранее материалы [1, 2, 9].

Предлагаемая схема строения фундамента (рис. 1.) представляет собой объемную (с учетом результатов моделирования по геолого-геофизическим данным) модель строения самой верхней части земной коры в пределах Якутии. Сведение всей информации для составления схемы осуществлено в следующей последовательности: типизация полей — изучение опорных пересечений для каждого типа — составление структурно-вещественной карты (схемы) — моделирование по главным разрезам и корректировка карты (схемы) для достижения максимального соответствия наблюдаемым геофизическим полям. При составле-

нии схемы использована гравиметрическая карта м-ба 1:1 500 000 составленная Т.Г.Бабкиной. При ее составлении учтены все материалы съемок м-ба 1:200 000, завершающих на 01.01.1993 г. Глубинные части разрезов при моделировании изображены в соответствии с данными площадных сейсморазведочных работ, выполненных в последнее время на западе Якутии под руководством В.Д.Суворова, а для восточной части — в соответствии с его представлениями, полученными в результате обработки данных по глубоким землетрясениям [17]. Использована также карта аномального магнитного поля Якутской АССР м-ба 1:500 000 (1988).

Основные объекты наземных исследований (области скопления ультрамафит-мафитовых комплексов), по каждому из которых выполнен единообразный комплекс геолого-геофизических наземных работ по одному или нескольким участкам и профилям, представлены на рис. 2. Всего таких участков на юге Якутии изучено около 50. Для иллюстрации ограничимся описанием результатов изучения одного из наиболее интересных, а по существу ключевых для понимания докембрийской геологии объектов — бассейна верхнего течения р. Алдан. При интерпретации геофизических материалов использованы данные геологической съемки м-ба 1:50 000, ранее проведенной под руководством автора в бассейне верхнего течения р. Унгры, а также материалы по расшифровке природо-геофизических аномалий и физическим свойствам пород, полученные в результате разбуривания перспективных объектов на Бурпалинском расслоенном массиве [2], восточная часть территории которого изображена на рис. 3. Расшифровка природы геофизических аномалий для западной ее части базируется на результатах полевых работ, выполненных в процессе поисков платинометаллического оруденения в связи с расслоенными интрузиями в истоках р. Алдан в 1991—1992 гг. Типизация полей и районирование территории по магнитным характеристикам (с учетом данных гравиметрической съемки) выполнены ведущим геофизиком С.К.Степановой по составленной ею сводной карте аномального магнитного поля Алданско-Чульманского района. Учтены также и выявленные в процессе наземных работ магнитомаркирующие горизонты. Изучение всех остальных объектов на юге Якутии (см. рис. 2) осуществлено по единой методике с получением результатов, аналогичных описываемым ниже для Верхне-Алданской области скопления ультрамафит-мафитовых пород.

Район исследований в составе Евразийской плиты участвует во всех коллизионных и иных, связанных с геодинамикой этого участка земной коры процессах, протекавших при взаимодействии ее

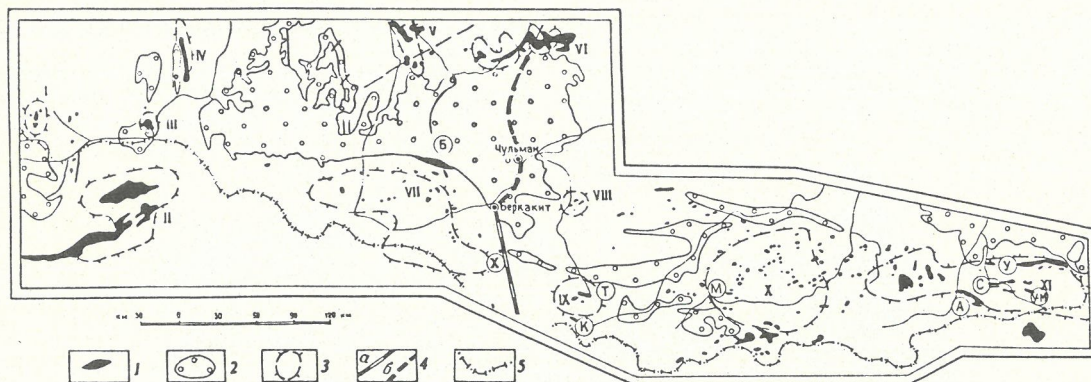


Рис. 2. Схема проявлений ультрамафит-мафитового магматизма на юге Алданского щита, по Г.А.Габыевой, 1990:

1 — массивы ультрамафит-мафитового состава (клинопироксеновая); формация: Б — Бурпалинский, Х — Холдниканский, Т — Танграский, А — Авгенкурский, У — Ундытканский; ортопироксеновая формация (группы массивов): М — Муиктинская, С — Сатмарский, У-М — Утук-Макитский, К — Кавактинский; 2 — тыловые прогибы комплекса активных континентальных окраин; 3 — контуры резко повышенных значений поля силы тяжести, отождествляемые по данным работ на интерпретационных профилях и участках с областями скопления ультрамафит-мафитовых пород (I — Олондинская, II — Иманграканская, III — Усть-Ханинская, IV — Темуляктинская, V — Усть-Унгринская, VI — Дес-Леглиерская, VII — Верхнеалданская, VIII — Тимптонская, IX — Верхнетимптонская, X — Сутамская, XI — Туксанийская; 4 — железнодорожная магистраль (а — действующая

(плиты) с находящейся южнее Индоавстралийской (модель Nuvel-1) [7, 9, 10]. В расположенном на стыке трех древнейших докембрийских комплексов районе распространены серые гнейсы олекминской серии (олекмиды), толщи базитов и гранито-гнейсов Центрального Алдана и Унгринского клина (алдано-анабариды) и вложенные в полигенное гранитизированное основание (становиды) существенно базитовые толщи курультино-гонамского комплекса (курультиды). История возникновения и дальнейшего их сложного и длительного развития тесно связана с процессами формирования зон (поясов) гранитоидов древнейших бластомилонитовых швов, областей активизации — явлений, находящихся непротиворечивое объяснение в рамках предлагаемой геодинамической истории развития Якутии.

Выделенная на схеме (см. рис. 1) Северо-Становая протоколлизонная зона является наиболее четко выраженной, а формирующие ее куандинские (древнес-

Рис. 1. Схема строения фундамента и главные коллизонные обстановки Якутии (по геолого-геофизическим данным).

Сибирская платформа. Олекмиды, курультиды. 1 — существенно амфиболовые с биотитом разности, 2 — магнетомаркирующие горизонты; алдано-анабариды. 3 — существенно пироксеновые с амфиболом породы, 4 — высокоглиноземистые толщи, 5 — гранатовые комплексы (сутамский тип), 6 — магнетомаркирующие горизонты; желтулиды. 7 — пироксеновые с гранатом породы, 8 — троговый комплекс, насыщенный телами габбро-диабазов, 9 — черносланцевый комплекс Мамско-Бодайбинской шельфовой зоны. **Колымо-Омолонский супертеррей:** 10 — область распространения океанического типа коры с аккрецированными в разное время террейнами; коллизонные швы и шовные зоны: 11 — Маган-Пеледуйская, 12 — Биллях-Тыркандинская, 13 — Северо-Становой протоколлизонный, 14 — коллизонные граниты куандинского типа, 15 — анортзитовые массивы, 16 — коллизонный шов хр. Черского, 17 — коллизонные граниты зоны контакта континентального и океанического типов кор, 18 — Южно-Ангийский, 19 — Монголо-Охотская, 20 — гранитоиды магнетитовой серии Монголо-Охотского пояса; 21 — изометрические магнетитовые аномалии неясной природы; 22 — массивы ультрамафит-мафитовых пород; 23 — кимберлитовые поля; 24 — геологические границы; 25 — разрывные нарушения в фундаменте, вызывающие смещение магнетомаркирующих горизонтов; 26 — участки, не поддающиеся расшифровке

тановые) граниты и сопряженные с ними бластомилонитовые швы близкого им состава — опорными при составлении структурно-вещественных карт на всей территории юга Якутии. В силу специфики слагающих пород она однозначно выделяется в геофизических полях (резко пониженными значениями поля силы тяжести и магнитного). В то же время эти граниты имеют однозначную геологическую (мигматизируют и метаморфизуют низы протоколлизонных образований удоканской серии) и геохронологическую привязку. Определенный различными методами возраст гранитов и связанных с ними мусковитовых пегматитов составляет 1,9–2,1 млрд. лет [4, 8, 15, 18].

Пересекаемые реперной Северо-Становой зоной протоколлизонные образования Амгинского шва, отделяющие олекмиды от алдано-анабарид, прослежены по геофизическим данным, результатам глубокого бурения и изучения ксенолитов метаморфических пород из кимберлитовых трубок [3] до Анабарского щита (см. рис. 1). Здесь в условиях максимальной обнаженности и за пределами влияния проявлений в Северо-Становой зоне коллизий они детально изучены и описаны Б.Г.Лутцем и В.С.Оксманом [11], ранее о них упоминает О.М.Розен [14]. Характернейшей чертой как этих, так, вероятно, и всех древнейших тектонических зон вообще являются «очковые» или порфиробластические текстуры образующихся в них гранитоидов и сравнительно основной их состав. В геофизических полях — это протяженные локальные минимумы интенсивностью 2–4 мГл и 5–20 нТл. Интенсивная Амгинская магнитная аномалия, включенная некоторыми исследователями в состав древних тектонических зон, не распространяется все же за пределы Алданской антеклизы и, как показали специальные исследования по выяснению ее природы, обусловлена в основном обогащенными магнетитом мафитами из состава алдано-анабарид и проходившими во время протоколлизии процессами скупчивания.

На запад от границы Республики Саха (Якутия) Северо-Становая зона и маркирующие ее куандинские граниты уничтожаются громадным Ангаро-Витимским батолитом, сложенным гранитоидами магнетитовой серии конкудера — мамаканского комплекса [6]. На юге же зона контактирует с Монголо-Охотским поясом, гранитоиды магнетитовой серии которого отличаются от куандинских по физическим свойствам, а значит и по выражению в геофизических полях. Куандинские граниты формируют отрицательные, охотские — положительные протяженные магнитные поля. Обусловленность интенсивных понижений поля силы тяжести куандинскими гранито-

идами в связи с формированием ими бескорневых локколитов можно считать установленной [4, 5, 8]. Известно и мнение [4] о внедрении монголо-охотских гранитоидов преимущественно в виде наклонных пластин и плит, что определяет их приуроченность

преимущественно к градиентальным частям гравитационных аномалий.

Обобщение вновь поступившей геолого-геофизической информации по территории Якутии в сочетании с ранее имевшимися материалами по ключевым

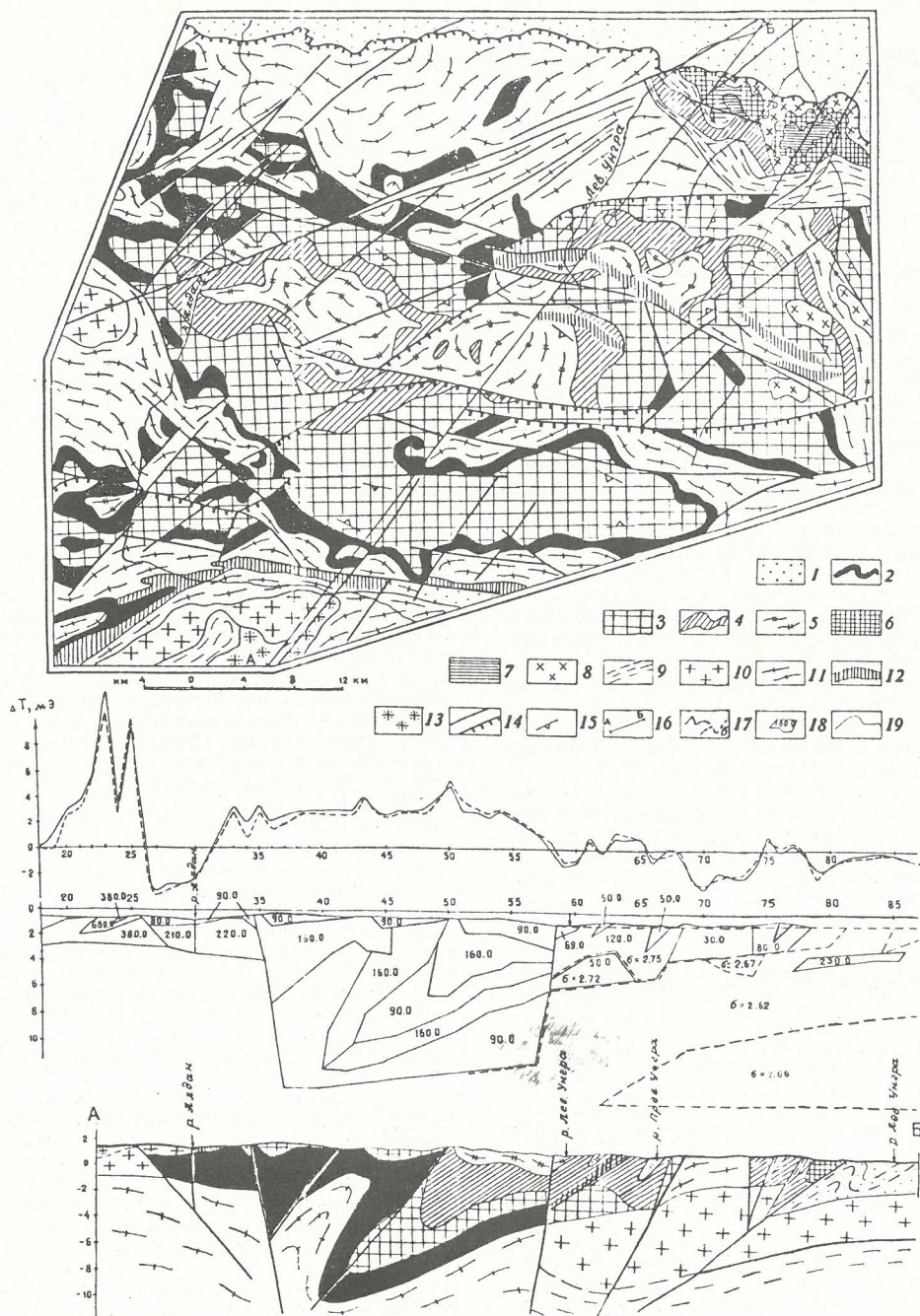


Рис. 3. Структурно-вещественная схема Алдано-Унгринского междуречья:

комплексы активных континентальных окраин: 1 — песчаники, алевролиты, аргиллиты с пластами коксующихся углей; образование доплитных гипермобильных обстановок: 2 — верхнеолонгринский (гранодиоритовый, пироксеновый), магнитомаркирующий, 3 — ангэвунский (диоритовый, с гранатом), 4 — селакинский (габбро-гранитный, пироксеновый), магнитомаркирующий, 5 — нижнеолонгринский (габбро-гранитный, амфиболовый); Бурпалинский массив, горизонты: 6 — нижний ультрамафит-мафитовый, 7 — верхний мафит-ультрамафитовый; 8 — трахитоидные габбро-диориты, диориты; 9 — blastsмилониты гранитного состава с гранатом; 10 — палингенные (куандинские) граниты имусковитовые пегматиты; 11 — гранитоиднейсы «станового комплекса»; 12 — диафториты (кварц-серицит-хлоритовые сланцы); 13 — сиениты неустановленного возраста; 14 — разрывные нарушения — взбросо-надвиговые зоны; 15 — элементы залегания по лосчатости; 16 — линия геолого-геофизического разреза; 17 — кривые $\Delta T(a)$ на разрезе (a — наблюдаемые, б — расчетные); 18 — блоки на геофизической модели разреза с принятыми значениями намагнитченности; 19 — границы структурно-вещественных комплексов, массивов, зон

участкам и площадям позволило построить структурно-вещественную схему поверхности фундамента и выделить основные коллизионные зоны и пояса (см. рис.1). При этом использована легенда, базирующаяся на единых для всего периода развития Земли геодинамических принципах, теоретически намеченных в работах [9, 13, 18], но до сих пор не имевших картографического выражения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Габышев В.Д.* Новое в методике геолого-геофизического картирования метаморфических комплексов // Геофизические исследования геологических структур Дальнего Востока. Владивосток, 1983. С. 43—54.
2. *Габышева Г.А., Габышев В.Д., Габышев А.В.* Раннедокембрийские габброиды Южно-Алданской провинции // Медь-никеленосные габброидные формации складчатых областей Сибири. Новосибирск, 1990. С. 8—19.
3. *Габышева Г.А.* Кристаллические породы фундамента в ксенолитах кимберлитовых трубок Западно-Якутской алмазоносной провинции // Отечественная геология. 1994. № 9. С. 32—39.
4. *Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С.* и др. Геодинамика Олекмо-Станской сейсмической зоны. — Якутск: Изд. ЯФ СО АН СССР, 1985.
5. *Геодинамическая карта Якутии и сопредельных территорий, масштаб 1:1 500 000* / Гл. ред. Л.М.Парфенов. Якутск, 1990.
6. *Гусев Г.С., Хаин В.Е.* О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68—82.
7. *Дук В.Д., Кицул В.И., Петров А.Ф.* и др. Ранний докембрий Южной Якутии. — М.: Наука, 1986.
8. *Кориковский С.П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удакано-Становой зоны. — М.: Наука, 1967.
9. *Ламберт Р.Ст.Дж.* Архейские тепловые режимы, температуры коры и верхней мантии и поэтапная эволюция Земли // Ранняя история Земли. М., 1980. С. 367—379.
10. *Лутц Б.Г.* Магматизм подвижных поясов ранней Земли. — М.: Наука, 1985.
11. *Лутц Б.Г., Оксман В.С.* Глубоко эродированные зоны разломов Анабарского щита. — М.: Наука, 1990.
12. *Миронюк Е.П., Малич Н.С., Пояркова И.Н.* Карта структурно-формационных комплексов фундамента и разломов Сибирской платформы и прилегающих территорий, м-б 1:500 000 // Геологическое строение СССР, Т. 4. Сибирская платформа. Л., 1987.
13. *Павловский Е.В., Глуховский М.З.* Проблема термотектогенеза // Геотектоника. 1982. № 6. С. 7—25.
14. *Розен О.М., Андреев В.П., Белов А.Н.* и др. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. — М.: Наука, 1988.
15. *Салоп Л.Н.* Геологическое развитие Земли в докембрии. — Л.: Недра, 1982.
16. *Синицын А.В.* Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. — Л.: Недра, 1990.
17. *Суворов В.Д., Корнилова З.А.* Мощностъ земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой области // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 32—35.
18. *Шкодзинский В.С.* Фазовая эволюция магм и петрогенезис. — М.: Наука, 1985.
19. *Шкодзинский В.С., Габышев В.Д.* Происхождение и корреляция докембрийских комплексов — модель эволюции глобального магматического океана (на примере Алданского щита) // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 28—35.

Памяти Татьяны Николаевны Шадлун

Отечественная геологическая наука понесла тяжелую утрату. На 83-м году жизни скончалась одна из ведущих ученых-минералогов, выдающийся исследова-

тель рудных месторождений Татьяна Николаевна Шадлун. С ее именем неразрывно связано развитие школы отечественной минералогии как составного направления геологической науки.

Татьяна Николаевна была в числе организаторов одной из первых в мире лабораторий минералогии, созданной в 1938 г. в Ломоносовском институте (ныне ИГЕМ РАН). Длительное время она являлась ее руководителем.

Т.Н.Шадлун родилась в 1912 г. В 1935 г. окончила Московский геологоразведочный институт и с 1937 г. работала в ИГЕМ РАН. За 60 лет научной деятельности она внесла неоценимый вклад в методы изучения минерального состава руд и была талантливым исследователем минералогии различных типов медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений. Ее исследования не замыкались только на изучении минерального состава, структур и текстур руд, а их результаты использовались для понимания происхождения месторождений.

Научные работы Татьяны Николаевны заложили фундамент современных представлений о генезисе колчеданных месторождений Урала и Алтая, об их связи с вулканогенными породами и последующими метаморфическими преобразованиями колчеданных руд, что отражено в монографиях «Текстуры и структуры руд» и «Структурно-текстурные особенности эндогенных руд» (под редакцией А.Г.Бетехтина). В работе, посвященной рудноформационному анализу свинцово-цинковых месторождений, рассмотрены проблемы генезиса стратиформных и скарновых месторождений, локализованных в карбонатных и терригенных породах.

В последние годы Татьяна Николаевна изучала



процессы минералообразования в современных океанических бассейнах. Она убедительно показала черты сходства и различия в составе и строении современных сульфидных колчеданных руд и древних колчеданных месторождений.

Т.Н.Шадлун вела большую научно-организационную работу: многие годы возглавляла отечественную комиссию по парагенезисам минералов в международной ассоциации по генезису рудных месторождений, была членом комиссии по новым минералам и комиссии по рудной микроскопии, почетным членом Всероссийского минералогического общества и многие годы членом редколлегий журнала «Рудные месторождения», а также ученых советов ИГЕМ, ЦНИГРИ и Минералогического музея им. А.Е.Ферсмана.

Она создала школу ученых-минералогов в Москве,

на Урале, в Сибири, Карелии, Узбекистане, Киргизии, Болгарии, Чехии, Словакии, Китае, Албании и на Кубе.

Татьяна Николаевна была доброжелательным, отзывчивым, бескорыстным, глубоко порядочным человеком. Ее всегда окружали многочисленные друзья и ученики, нежно любившие ее.

Светлая память о Татьяне Николаевне Шадлун навсегда сохранится в сердцах друзей, саратников по работе, всех, кто ее знал.

*Коллегия Министерства природных ресурсов РФ
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

К 300-летию геологической службы России

О чем писал наш журнал

30 лет назад В.В.Белюсов выступил с большой статьей о типах и происхождении складчатости. Опираясь на обширные фактографические данные по различным регионам мира и тектонофизические эксперименты, он подчеркнул необходимость учета разнообразных механизмов складчатости, возникающей при воздействии на слоистые толщи движений блоков земной коры, гравитационного выжимания и гравитационного всплывания, отжимания со сводов и попеременного растяжения и сжатия слоев в процессе колебательных движений.

К.Л.Пожарицкий в большой программной публикации рассмотрел «пути увеличения эффективности геологоразведочных работ и борьбы с излишествами в них». Он рассматривал в качестве причин излишеств при геологоразведочных работах перестраховку, преуменьшение запасов разведываемых месторождений; несовершенство классификации запасов; замораживание крупных средств, вложенных в детальную разведку неосваиваемых месторождений; неразработанность методики экономической оценки месторождений.

М.Г.Рубь выделила в Тихоокеанском поясе верхне-меловые оловоносные магматические комплексы, с которыми связаны промышленные месторождения касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций. В качестве общих петро- и геохимических особенностей оловоносных вулканоплутонических комплексов отмечались эволюция от лав среднего состава до гранитоидных интрузий, увеличение содержаний K, Li, Rb, Sr, уменьшение K/Rb и увеличение Li/Hg от ранних производных к более поздним, постоянно повышенные содержания олова, бора и фтора.

20 лет назад А.Б.Вистелиус охарактеризовал математическую геологию как особое направление исследований и рассмотрел ее основные задачи. Математическую геологию он определил как «науку о построении, проверке и интерпретации концептуальных, стохастических моделей геологических процессов». Особо актуально, в частности, следующее положение статьи: «нужно со всей ясностью подчеркнуть, что важнейшие наблюдения, требуемые математичес-

кой геологией, обеспечиваются только углубленными полевыми исследованиями, для которых с прогрессом геологии будут открываться все новые и новые аспекты. Мнение об отходе полевых исследований на второй план является совершенно неверным»; «...можно и должно решать геологические вопросы математическими средствами, но бессмысленно ждать, что математик найдет сам, без помощи геолога, какие-то геологические закономерности».

10 лет назад В.П.Высоцкий и А.П.Сидоренков обосновали конкреционную цикличность нефтегазоносных формаций Западной Сибири. Было показано, что вертикальное распределение карбонатных конкреций в разрезе мезозойских отложений имеет циклический характер и контролируется составом и особенностями формирования вмещающих пород. Цикличность определяется активностью гидродинамического режима, замедлением скоростей седиментации и тектогенеза, увеличением содержания мелкоалевролитовых и глинистых фракций в составе вмещающих отложений. Конкреционный анализ был рекомендован для сопоставления, расчленения, изучения циклического и литолого-фациального строения осадочных нефтегазовмещающих толщ.

Л.И.Салоп, опираясь на геологические, изотопно-геохимические, палеомагнитные и астрономические данные, высказал гипотезу о том, что переломный этап в геологическом развитии Земли на рубеже раннего и позднего докембрия (в интервале 1900—1600 млн. лет) обусловлен максимальным сближением Земли и Луны и захватом последней с переводом ее на орбиту спутника Земли. Это неординарное событие сопровождалось гигантскими глубокими планетарными разломами коры, интенсивными приливными взаимодействиями, замедлением вращения Земли и другими катастрофическими явлениями, не установленными ни на более древних, ни на более поздних отрезках геологической истории Земли.

Материал подготовлен к публикации М.М.Константиновым

Минилитотека уникальных алмазоносных пород

Минилитотека характеризует месторождение технических алмазов, не имеющее мировых аналогов и принципиально отличающееся от месторождений кимберлитового, лампроитового и импактного типов. ЦНИГРИ обладает уникальной каменной коллекцией, составленной по керну скважин и подземным горным выработкам за 15 лет изучения месторождения.

Алмазоносные породы — гнейсы, флогопит-карбонатные, биотит-кварцевые, гранат-пироксеновые метасоматиты и измененные эклогиты содержат от 10 до 1000 карат алмазов на тонну. Алмазы представлены монокристаллами разнообразной морфологии, их размеры — от первых микрометров до 1 мм.

Происхождение алмазов и алмазоносных толщ дискутируется: решение этой проблемы имеет фундаментальное и прикладное значение.

Минилитотека включает:

- геологическую схему месторождения с указанием положения объектов минилитотеки;

- коллекцию алмазоносных пород — 5 разновидностей руд (образцы, размером $6 \times 4 \times 2$ см);

- атлас алмазоносных метаморфических пород — микрофотографии разных типов алмазоносных пород и алмазов, снятых в растровом режиме;

- коллекцию прозрачных шлифов алмазосодержащих пород с кристаллами алмазов различной морфологии (5—10 шлифов);

- атлас-определитель алмазов в прозрачных шлифах, в котором приведены микрофотографии с подробным описанием пород и алмазов (45—100 микрофотографий);

- атлас морфологических разновидностей алмазов — микрофотографии алмазов с описанием морфологии и характерных свойств.

Материалы минилитотеки представляют интерес для широкого круга геологов, а также для образовательных целей. Полный комплект минилитотеки либо любые варианты набора ее материалов представляются по запросам на коммерческой основе.

Адрес: Россия, 113545 Москва, Варшавское шоссе, д. 129 «б»
ЦНИГРИ, отдел геологии алмазов

ШКОЛЬНЫЙ ФАКУЛЬТЕТ
МГРИ-МГГА
ОТМЕЧАЕТ СВОЕ 50-ЛЕТИЕ

13 апреля в 11 часов
Актальный зал МГРИ-МГГА
Приглашаются
все студенты, преподаватели и
друзья
Школьного факультета

Адрес: ул. Миклухо-Маклая, 23.
Проезд ст. метро Беляево или Юго-Западная.
Контактные телефоны: 113-41-54 и 170-44-70.

Contents

ORGANIZATION, MANAGEMENT, ECONOMICS,
SUBSURFACE USE

- Karpenko I.A., Migachev I.F., Petrash N.G.*
Problems of Ni, Co, Pb and Zn mineral base use
in the Russian Federation under market conditions 3

GEOLOGICAL MAPPING

- Burenkov E.K., Golovin A.A., Morozova I.A., Bury-
anov A.V., Gulyayeva N.G., Trefilova N.Ya.*
Relative value estimation of territorial environ-
mental-resource potentials based on multipurpose
geochemical mapping data 9

METALLOGENY AND MINERAGENY

- Sagir A.V.*
Peculiarities of development and metallogeny of the
Sette-Daban paleorift 17

METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL
DEPOSITS

- Zhirnov V.A.*
Regional prognosis for gold- and gold-uranium-bearing

- occurrences in the southern part of the Burein-
sky craton 23

STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY
AND TECTONICS

- Belolyubsky I.N., Boyeskorov G.G.*
Pleistocenian and modern *Cervus elaphus* L. of
Yakutia 31

- Grinenko V.S., Budnikov I.V., Klets A.G.*
Olistostromes in Permian section of the central part
of the Verkhoyansky fold belt 36

- Protopopov R.I.*
Metamorphism of the Prikolymnskoye uplift 44

- Amarskaya A.M., Amarsky V.G.*
The genesis of Lower Archean crystalline rocks of
the Aldanian shield 48

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

- Gabushev V.D.*
The structure of Yakutian basement from geologi-
cal-geophysical data 51

- Memorial to T.N.Shadlun 55